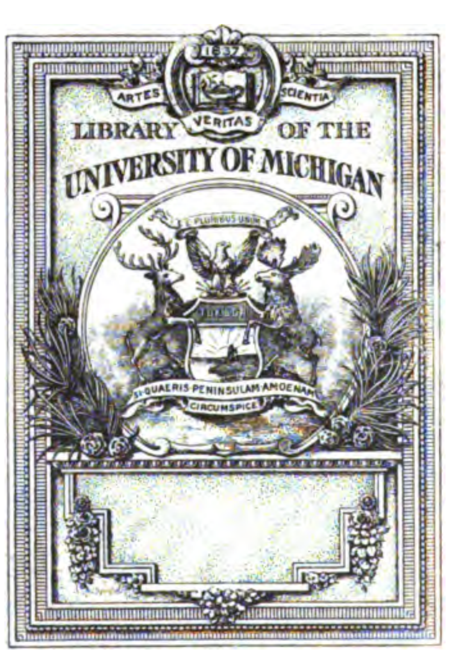



1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Dr. Georg v. Boguslawski, Sektionschef im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. Oskar Drude, Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. Karl v. Fritsch, Professor an der Universität in Halle; Dr. Julius Hann, Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Albert Heim, Professor an der Universität und am Eidgenössischen Polytechnikum in Zürich; Dr. Benjamin Vetter, Professor an der technischen Hochschule in Dresden.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1883.

HANDBUCH

DER

KLIMATOLOGIE

VON

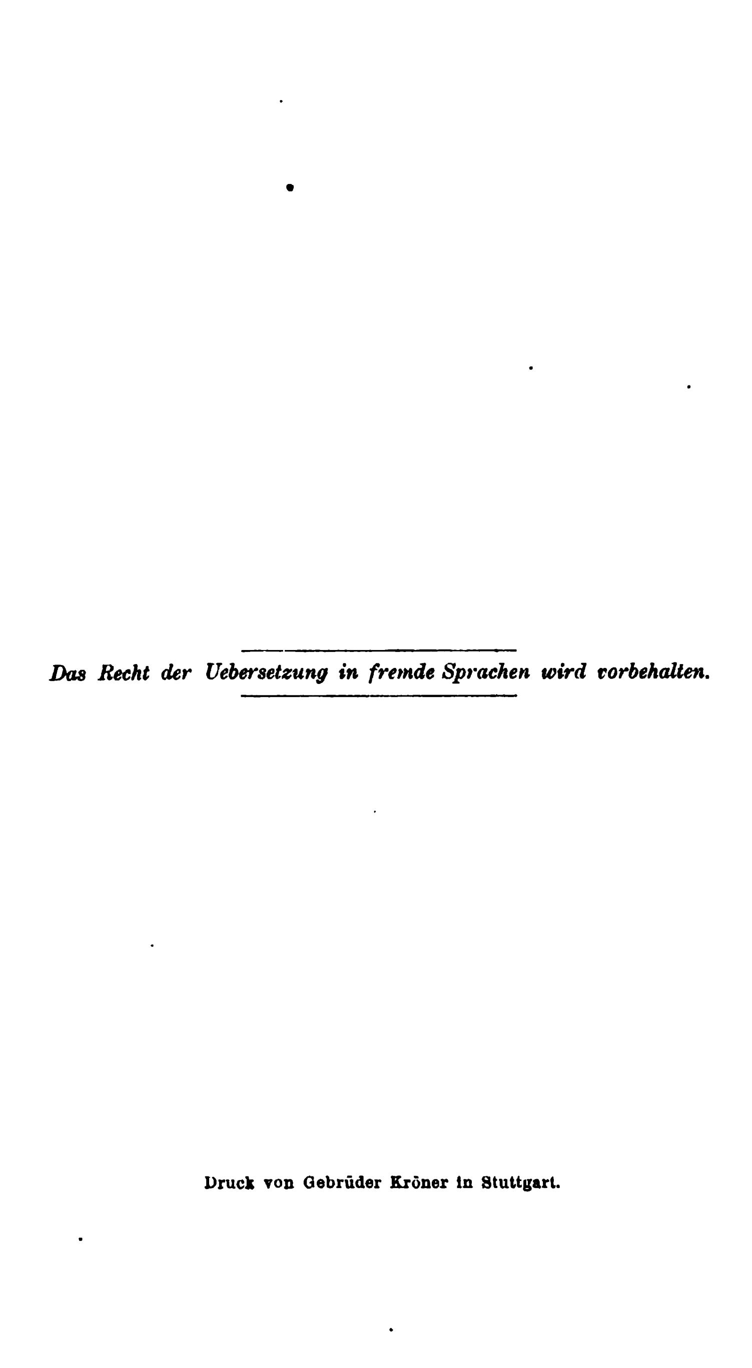
DR. JULIUS HANN,

Direktor der meteorol. Zentralanstalt und Professor an der Universität in Wien, wirkl. Mitglied d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch., der Kgl. Gesellsch. d. Wissensch. in Upsala und der deutschen Leop.-Karol.-Akad., Ehrenmitglied d. Royal Soc. of Edinburgh, der Meteorol. Soc. in London, der Allgem. schweizer. naturf. Gesellsch. und des Schweizer Alpenklub, der Associazione Meteorol. Italiana, der Soc. Ouralienne d. Sc. nat. in Katharinenburg, der Gesellsch. d. Wissensch. in Gothenburg etc.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1883.



Druck von Gebrüder Kröner in Stuttgart.

Inhalt.

Vorwort.

Seit langem hatte ich mich zuweilen mit dem Gedanken beschäftigt, welch ein nützliches und schönes Unternehmen es sein würde, eine übersichtliche, zusammenfassende Darstellung der klimatischen Verhältnisse der ganzen Erde zu liefern. Doch hatte ich nie ernstlich die Absicht, mich an eine so umfassende und schwierige Arbeit zu wagen, zu welcher mir ausgebreitetere Kenntnisse und eine freiere Musse erforderlich schienen, als sie mir zu Gebote stehen. Dagegen trieb mich das lebhafte Interesse an klimatologischen Studien zur Bearbeitung klimatischer Monographien, von denen eine grosse Anzahl seit circa 15 Jahren in der „Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie" von mir veröffentlicht worden sind in der Absicht, allmählich die Grundlagen einer vergleichenden Klimatologie zu gewinnen. Manche Abhandlungen in deutscher wie in fremden Sprachen sind seither erschienen, welche mehr oder minder auf die von mir in der „Zeitschrift" gelieferten Specialuntersuchungen sich gründeten und dies auch nicht verschwiegen haben. Mir selbst aber lag der Gedanke zu einer zusammenfassenden Darstellung ferner als je, nachdem meine Berufsgeschäfte immer mehr einer Konzentrierung auf eine grössere Arbeit sich entgegenstellten.

Unter solchen Verhältnissen traf mich die Einladung, für die „Bibliothek geographischer Handbücher" die Bearbeitung des klimatologischen Bandes zu übernehmen. Format und beiläufiger Umfang der Bände dieser Sammlung war bereits festgestellt, es handelte sich demnach

um eine Darstellung innerhalb eines gegebenen Rahmens. Was mir wohl unter andern Verhältnissen Veranlassung zu einer Ablehnung gegeben hätte, wurde im Gegenteil dafür entscheidend, dass ich nach einiger Ueberlegung mich bereit erklärte, an dem nützlichen Unternehmen mich zu beteiligen.

Ich dachte auf 20, höchstens 25 Bogen, wie es dem Plane entsprach, eine gedrängte Darstellung der „allgemeinen" oder theoretischen Klimatologie zu geben, womit ich den Bedürfnissen der Geographen am meisten entgegenzukommen glaubte, die ja nicht in der Lage sind, die jetzt immer weitschichtiger anwachsende meteorologische Litteratur selbst durchzustudieren und jene Sätze sich dabei zu abstrahieren, welche für eine wissenschaftliche Behandlung der Klimatologie unentbehrlich sind. Dass die eigentliche beschreibende Klimatologie auf diesem Raum nicht befriedigend behandelt werden könnte, verhehlte ich mir gleich anfangs nicht, aber dem Wunsche des Herrn Herausgebers und des Herrn Verlegers nachkommend, wollte ich doch den Versuch machen, wenigstens das Gerippe einer „Klimatographie" der „allgemeinen Klimatologie" anzuhängen. Dieser Versuch fiel aber schon in seinen Anfängen bei aller darauf verwendeten Mühe für mich so unbefriedigend aus und verstimmte mich derart, dass ich am liebsten von dem ganzen Unternehmen zurückgetreten wäre. Theoretische Entwickelungen lassen sich jedem Raum anpassen und vertragen jede Einschränkung, ohne ungeniessbar zu werden und ihren Zweck zu verfehlen; je tiefer wir in die Erkenntnis des Causalzusammenhanges von Naturerscheinungen bereits eingedrungen sind, in desto kürzeren und zugleich einleuchtenderen Sätzen lässt sich derselbe zur Darstellung bringen, man kann sich auf diese beschränken und alles noch problematische, das weitläufigere Erörterungen beansprucht, weglassen. In den beschreibenden Teilen einer Naturwissenschaft dagegen wird es notwendig, dem Leser zu einer möglichst vollständigen Vorstellung der Naturerscheinungen zu verhelfen, was ohne eine gewisse Breite der Darstellung nicht gelingen kann, am wenigsten in

der Klimatographie, welche vornehmlich auf Massangaben sich stützen muss, die ohne eingehendere Erläuterungen unfruchtbar bleiben. Mit einzelnen Schlagwörtern und eingestreuten Zahlenangaben lässt sich episodisch in einem geographischen Handbuch die klimatische Skizze eines Landes geben; eine fortlaufende Aneinanderreihung solcher Skizzen würde wohl unfehlbar von dem Publikum zurückgewiesen werden. Ebensowenig konnte ich mich entschliessen, bloss eine Reihe von Temperatur- und Regentabellen mit einigem erläuternden Text zu geben. Aus diesem Dilemma half mir in der zuvorkommendsten und dankenswertesten Weise der Herr Verleger, indem er aus freien Stücken die räumliche Beschränkung aufhob.

Wie weit es mir gelungen sein mag, von dieser Vergünstigung den besten Gebrauch zu machen, muss ich dem Urteile des Publikums überlassen, an welches sich dieses Buch wendet. Hoffentlich finde ich darin Zustimmung, dass ich ein grösseres Gewicht gelegt habe auf die Wiedergabe naturgetreuer klimatischer Schilderungen von Seiten der Reisenden und Landeskundigen überhaupt. Dieselben unterbrechen nicht allein in wohlthuender Weise die Zahlenangaben und deren Diskussion, sie vermitteln auch eine viel eindringlichere und vollständigere Vorstellung von den klimatischen Verhältnissen eines Landes, als es die ersteren allein zu bieten imstande sind. Man hat in letzter Zeit der landläufigen Darstellung des Tropenklimas z. B. den Vorwurf gemacht, dass sie zu schematisch sei und deshalb vielfach zu unrichtigen Vorstellungen verleite. Allgemeine Darstellungen können aber das Schematisieren nicht lassen, da sie ja zum Zwecke haben, uns zu einer übersichtlichen und möglichst einheitlichen Vorstellung der Erscheinungen zu verhelfen. Wir können aber der Einseitigkeit derselben wirksam begegnen, indem wir auf das Detail eingehende, naturgetreue Schilderungen des Klimas einzelner Oertlichkeiten und Länder denselben beifügen, welche zu den Abstraktionen des allgemeinen Bildes ein Korrektiv liefern.

Auf einen erheblicheren Vorwurf ist der Verfasser vorbereitet und hat sich denselben selbst vorgehalten:

den einer gewissen Ungleichmässigkeit der Behandlung des Klimas der verschiedenen Länder. Dieselbe entsprang einerseits aus der Art der Entstehung des Buches, indem für die ersten klimatischen Schilderungen noch ein engerer Rahmen festgehalten wurde als für die letzteren, anderseits ist sie aber zum grössern Teil absichtlich eingetreten. Ich wollte die uns fremderen Klimagebiete und jene, für welche ich neues Material bieten konnte, etwas ausführlicher behandeln als die uns nahe liegenden und bekannten, für welche grösseres Detail allgemeiner und bequemer zur Hand liegt. Was für ein Schulbuch jedenfalls ein Fehler wäre, dürfte dagegen nicht unzulässig, in mancher Hinsicht sogar erwünscht erscheinen für ein Handbuch, welches sich an Fachleute wendet, jedenfalls aber Nachsicht verdienen. Eine Nachsicht glaubt der Verfasser auch für jene Mängel ansprechen zu dürfen, welche aus einer nicht hinreichend gleichmässigen Bearbeitung des Materials und vollkommener Beherrschung des Stoffes hervorgegangen sein mögen. Die Berufspflichten gestatteten dem Verfasser keine Konzentrierung auf das vorliegende Buch, sondern erlaubten nur stückweises Arbeiten, da ihm selbst eine Ferienmusse versagt bleibt. Er wäre ja auch aus freien Stücken auf die Ausarbeitung einer Klimatographie in dem vorliegenden Umfang nie eingetreten, wenn ihn nicht die oben geschilderten Verhältnisse gleichsam wider Willen dazu geführt hätten.

Der Verfasser kann nicht unterlassen, zum Schlusse dem Herrn Verleger für sein jedem geäusserten Wunsche stets bereites Entgegenkommen, für seine selbstthätige Teilnahme bei dem Zustandekommen dieses Werkes und für die schöne Ausstattung desselben seinen wärmsten Dank auszusprechen.

Wien, im Mai 1883.

J. Hann.

Einleitung.

Begriff und Aufgabe der Klimatologie — die klimatischen Faktoren und die Hilfsmittel der Klimatographie.

Begriff und Aufgabe der Klimatologie. Unter Klima verstehen wir die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren. Was wir Witterung nennen, ist nur eine Phase, ein einzelner Akt aus der Aufeinanderfolge der Erscheinungen, deren voller, Jahr für Jahr mehr oder minder gleichartiger Ablauf das Klima eines Ortes bildet. Das Klima ist die Gesamtheit der „Witterungen" eines längeren oder kürzeren Zeitabschnittes, wie sie durchschnittlich zu dieser Zeit des Jahres einzutreten pflegen; wir verstehen unter einer Darstellung des Klimas die Schilderung des mittleren Zustandes der Atmosphäre. Man sagt z. B.: die Witterung in Mitteleuropa war sehr kalt im Dezember 1879, oder regnerisch im August 1880; hingegen: das Klima von England ist im Dezember mild und feucht, obgleich auch dort der Dezember 1879 sehr kalt war. Es ist ganz gegen den Sprachgebrauch zu sagen: „das Klima Deutschlands war im Sommer 1882 regnerisch"; sobald von den atmosphärischen Verhältnissen eines einzelnen Zeitabschnittes die Rede ist, wird man stets den Ausdruck Witterung dafür gebrauchen. Da ein Mann wie O. Peschel vorgeschlagen hat, das Wort Klima durch Wetter, oder Klimatologie durch Wetterlehre zu ersetzen, schien es nicht

unnötig, die Verschiedenheit der durch beide Worte ausgedrückten Begriffe darzulegen. Und da zudem die Sprache doch in erster Linie ein Mittel leichterer gegenseitiger Verständigung ist, scheint es uns nicht geraten, auf Kosten der letzteren ein Fremdwort, mit welchem schon längst ein ganz feststehender Begriff verbunden ist, aus Sprachreinigungsgründen auszumerzen und durch ein deutsches Wort zu ersetzen, dem gleichfalls schon ein feststehender, zwar ähnlicher, aber engerer Begriff zu Grunde liegt.

Die Klimalehre wird also die Aufgabe haben, uns mit den mittleren Zuständen der Atmosphäre über den verschiedenen Teilen der Erdoberfläche bekannt zu machen, ohne darauf zu verzichten, uns auch die Abweichungen davon kennen zu lehren, welche innerhalb längerer Zeiträume an demselben Orte eintreten können. Es geschieht ja eigentlich nur der Kürze und Uebersichtlichkeit wegen, dass bei Beschreibung des Klimas eines Ortes nur die am häufigsten auftretenden, die „mittleren“ Witterungsvorgänge zur Charakterisierung desselben verwendet werden, da man doch nicht die ganze Witterungsgeschichte des Ortes vorführen kann. Um aber ein richtiges Bild zu geben und den Bedürfnissen einer praktischen Verwendbarkeit entgegenzukommen, wird es darum auch nötig, eine Vorstellung davon zu geben, wie weit die Abweichungen von diesen durchschnittlichen Verhältnissen in einzelnen Fällen gehen können.

Die Klimatologie ist nur ein Teil der Meteorologie, diese letztere im weiteren Sinne genommen. Eine strenge Abgrenzung des Stoffes und der Aufgabe, mit denen sich jede dieser Disciplinen zu beschäftigen hat, ist nicht möglich. Man kann sagen, dass es die Aufgabe der Meteorologie im engeren Sinne ist, die einzelnen atmosphärischen Erscheinungen auf bekannte physikalische Gesetze zurückzuführen, und den kausalen Zusammenhang in der Aufeinanderfolge der atmosphärischen Vorgänge aufzudecken. Die Meteorologie ist also ihrem Wesen nach theoretisierend, sie zergliedert den Komplex der atmosphärischen Vorgänge, um die einfacheren Teil-

phänomene an die Grundlehren der Physik anzuknüpfen. Die Klimatologie ist ihrer Natur nach mehr beschreibend, und ihre Aufgabe dabei ist, ein möglichst lebendiges Bild des Zusammenwirkens aller atmosphärischen Erscheinungen über einer Erdstelle zu liefern. Sie darf daher die einzelnen atmosphärischen Vorgänge nur so weit voneinander trennen und gesondert behandeln, als dies unumgänglich ist, da sie ja nur nacheinander das vorführen kann, was in Wirklichkeit zugleich stattfindet. Wir verlangen aber von einer Klimalehre auch, dass sie uns nicht bloss ein mosaikähnliches Bild aller der mannigfaltigen Klimate an den verschiedenen Oertlichkeiten vorführe, sondern durch eine systematische Darstellung, durch Zusammenfassung natürlich verwandter Klimate in grössere Gruppen, unser geistiges Bedürfnis nach Ordnung und Einheit in der Darstellung der Mannigfaltigkeit befriedige und überdies die Wechselwirkung und gegenseitige Bedingtheit der Klimate nachweise. Dadurch wird die Klimalehre ja erst zu einer wissenschaftlichen Disciplin.

Während die Meteorologie im obigen engeren Sinne auch klimatologischer Kenntnisse bedarf zur Aufführung ihres Lehrgebäudes, muss anderseits wieder die Klimatologie die Errungenschaften der Theorie zu Hilfe nehmen, um ihre wissenschaftliche Aufgabe lösen zu können, d. i. die Ursachen der räumlichen Anordnung der Klimagruppen sowie die gegenseitige Beeinflussung derselben darzulegen. Die Klimatologie setzt die Kenntnis der wichtigsten Lehren der Meteorologie ebenso voraus, wie die letztere die Kenntnis der klimatischen Thatsachen. Soll also bloss eine dieser Disciplinen in einem separaten Werke behandelt werden, so ist es rein eine Sache des Taktes des Autors mit Bezug auf den speciellen Zweck und den wünschenswerten Umfang eines derartigen Werkes, darüber zu entscheiden, wie viel von den Lehren und Thatsachen der andern Disciplin vorausgesetzt oder mit aufgenommen werden soll.

Begriff der klimatischen Elemente. Die einzelnen atmosphärischen Vorgänge und Zustände, durch deren

Zusammenwirken das Klima eines Ortes bestimmt wird, wollen wir die klimatischen Elemente, oder auch die klimatischen Faktoren nennen. Es sind dies: Luftwärme, Luftfeuchtigkeit und Regen (oder Schnee), Stärke und Richtung der Luftbewegung u. s. w. Eine wissenschaftliche Klimatologie muss danach streben, alle klimatischen Elemente durch Zahlenwerte zum Ausdruck bringen zu können, da nur durch wirkliche Messung unmittelbar vergleichbare Ausdrücke und bestimmte Vorstellungen der meteorologischen Verhältnisse und Zustände gewonnen werden können. An die Stelle unbestimmter subjektiver Ausdrücke, wie: das Winterklima des Ortes ist strenge; der Sommer ist windig und veränderlich, müssen die gemessenen Temperaturen und Windstärken, sowie das Mass ihres Wechsels treten. Nur *neben* den numerischen Werten der klimatischen Elemente sind auch derartige zusammenfassende kurze Wortschilderungen am Platze. Bestimmtheit und Vergleichbarkeit sind die ersten Anforderungen an jede klimatische Darstellung, und sie werden erreicht, wenn in derselben die einzelnen klimatischen Elemente als mit gleichen Instrumenten nach gleichen Methoden gemessene Werte auftreten. Man wird ferner eine grössere Uebersichtlichkeit in den klimatischen Beschreibungen dadurch erzielen, dass man dabei mit einer gewissen Gleichartigkeit vorgeht, d. h. die einzelnen klimatischen Elemente in einer konstanten Reihenfolge nach ihrer Wichtigkeit abhandelt.

Sobald man versucht, die klimatischen Elemente nach der Wichtigkeit, die sie bei der Charakterisierung eines Klimas beanspruchen können, zu unterscheiden, wird man auf einen weiteren Unterschied aufmerksam, der zwischen der klimatologischen und meteorologischen Betrachtung der atmosphärischen Erscheinungen besteht. In der Meteorologie muss jenen atmosphärischen Erscheinungen die grösste Bedeutung beigelegt werden, von denen eine grosse Anzahl anderer atmosphärischer Vorgänge abhängt, die demnach als primäre Erscheinungen betrachtet werden müssen, aus denen viele andere abgeleitet werden können. In der Klimatologie im *engeren*

Sinne hingegen treten jene meteorologischen Erscheinungen in den Vordergrund, die auf das organische Leben auf der Erde den grössten Einfluss nehmen. Die Wichtigkeit der einzelnen klimatischen Elemente wird also von einem ausserhalb derselben liegenden Gebiete aus bestimmt, und die Klimatologie erweist sich dadurch als eine teilweise im Dienste anderer Wissenschaften und dem der Praxis stehende Disciplin. In der That wird dieser Umstand meist schon in die erste Definition des Begriffs Klima aufgenommen „als die Gesamtheit der meteorologischen Bedingungen, insoferne sie auf das tierische oder vegetabilische Leben Einfluss nehmen“ [1]). Bei einer Behandlung der Klimatologie als einer Hilfswissenschaft der Geographie muss dieser Standpunkt gewahrt werden. Man kann aber wohl auch das Wort Klima in einem allgemeineren freieren Sinne nehmen, wie dies von uns im Eingange geschehen ist. Denn es scheint uns nicht unstatthaft, von einem Klima auf der Erde zu sprechen auch schon zu jener Zeit, wo das vegetabilische und animalische Leben noch gefehlt haben.

Indem man bei klimatischen Beschreibungen jene meteorologischen Elemente in den Vordergrund stellt, welche für das Pflanzen- und Tierleben von grösster Wichtigkeit sind, wird die Anordnung derselben teilweise beeinflusst von den Fortschritten in andern Disciplinen, welche sich mit den physikalischen Bedingungen des organischen Lebens beschäftigen. Atmosphärische Einflüsse, welche wir jetzt noch in klimatischer Beziehung weniger beachten und für welche kaum Messungen vorliegen, können sich noch als besonders einflussreich herausstellen: z. B. der Betrag der direkten Insolation (Erwärmung durch die Sonnenstrahlung selbst) oder die Intensität des allgemeinen Himmelslichtes. Es hat dieser Umstand aber nur auf die Anordnung im deskriptiven Teile der Klimatologie einen Einfluss, er ist kein Hindernis einer wissenschaftlichen Darstellung der Klimalehre, und macht sich

---

1) Humboldt gibt im Kosmos, I. Band, 340, folgende Definition: Der Ausdruck Klima bezeichnet in seinem allgemeinsten Sinne alle Veränderungen in der Atmosphäre, die unsere Organe merklich affizieren.

gar nicht geltend in der Behandlung des begründenden Teiles derselben, der sich mit den Ursachen der räumlichen Verteilung der Klimate und deren wechselseitiger Beeinflussung beschäftigt. Dieser Teil der Klimatologie stützt sich nur auf die Lehren der Physik und die von der Meteorologie erforschten Gesetze des kausalen Zusammenhanges der atmosphärischen Erscheinungen.

Specialisierung der klimatischen Elemente. Um zu einer klaren Definierung und vergleichenden Darstellung der verschiedenen klimatischen Gebiete gelangen zu können, wird es nötig, die einzelnen klimatischen Elemente festzustellen, auf welchen die Unterschiede der Klimate beruhen, und die Begriffe derselben scharf abzugrenzen. Der Mangel an Klarheit darüber, welche Elemente zu einer systematischen Beschreibung der Klimate erforderlich und wie dieselben darzustellen seien, um eine direkte Vergleichbarkeit zu erzielen, ist ein Haupthindernis des Fortschrittes einer wissenschaftlichen vergleichenden Klimalehre. Namentlich in geographischen Monographieen, wie auch in den allgemeinen Handbüchern der Geographie, welche das klimatische Element bei der Darstellung der Naturverhältnisse der Länder nicht entbehren können, wird dieser Mangel sehr fühlbar, desgleichen in hygieinischen Schriften, welche sich mit klimatischen Einflüssen beschäftigen. Wir gehen deshalb daran, im Nachfolgenden die wichtigsten klimatischen Faktoren aufzuführen und zu erläutern, nach welchen Methoden dieselben aufzunehmen und zur Darstellung zu bringen sind. Zur Erläuterung des Gesagten dient eine klimatische Tabelle für Wien, welche die wesentlichsten klimatischen Elemente in übersichtlicher Zusammenstellung enthält und gewissermassen als Muster für klimatische Tabellen gelten mag.

Erörterungen über die einzelnen klimatischen Faktoren und darüber, wie dieselben zu klimatographischen Zwecken zu verwenden sind.

A. Temperaturverhältnisse. Es herrscht wohl kein Zweifel darüber, dass die Temperatur als das wichtigste klimatische Element bezeichnet werden muss. Unter klimatischer Temperatur haben wir jedoch den Gesamteffekt der Wärme der Luft und der strahlenden Wärme zu verstehen. Pflanzen und Tiere und die Menschen, die sich im Freien aufhalten, befinden sich stets unter dem Einfluss der Wärme des sie umgebenden Mediums, der Luft, und der strahlenden Wärme der Sonne oder des Himmels überhaupt. Wir wollen aber zunächst von der strahlenden Wärme absehen und vorerst die Verhältnisse der Luftwärme behandeln. In der Meteorologie versteht man unter Temperatur eines Ortes nur das Mass der Luftwärme, wie es erhalten wird durch zweckmässig über die Zeit verteilte Beobachtungen an einem frei in der Luft aufgestellten, aber gegen die direkte Wärmestrahlung der Sonne, sowie gegen die Strahlung erwärmter Gegenstände geschützten Thermometer. Die letztere Bedingung ist von absoluter Wichtigkeit, wenn man vergleichbare Daten über den Wärmezustand der Luft an verschiedenen Orten erhalten will, da solche Strahlungseinflüsse ein äusserst variables Element sind, welche an ein und demselben Orte scheinbar sehr verschiedene Temperaturen erzeugen können, während die wahre Lufttemperatur über einem gleichförmigen Terrain auf grössere Entfernungen hin sich als ziemlich gleich herausstellt [1]).

[1]) Als Beispiel mögen die folgenden Jahres- und Julitemperaturen in Schleswig-Holstein angeführt werden. Alle Mittel sind aus Beobachtungen um 6h, 2h, 10h abgeleitet und auf die 23jährige Reihe (1849/71) von Kiel reduziert (s. Karsten, Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein).

Ort	Temperatur des Jahres	Temperatur des Juli	Ort	Temperatur des Jahres	Temperatur des Juli
Flensburg	8,3	17,2	Eutin	7,9	16,9
Husum	8,3	17,2	Woltermünster	7,9	16,9
Kiel	8,3	17,0	Neustadt	7,9	17,1
Segeberg	8,0	17,0	Meldorf	7,9	16,4

Im ganzen Lande Schleswig-Holstein kommen keine grösseren Unterschiede der Jahrestemperaturen vor als 7,0° und 8,3°. Hingegen können bei schlecht auf-

Die Temperaturbeobachtungen müssen zweckmässig über den ganzen Tag verteilt sein, um das zu liefern, was man die **wahre Tagestemperatur** nennt, welche dem Mittel aus 24 stündlichen Beobachtungen entspricht. Auch lassen solche Beobachtungen die höchste und niedrigste Temperatur des Tages erkennen, welche man freilich bequemer durch Ablesungen an einem Maximum-Minimum-Thermometer erhält. Werden bloss tagsüber häufige Beobachtungen angestellt und das Mittel daraus genommen, wie dies noch öfter geschieht (namentlich sind in dieser Beziehung die älteren und manche neueren Beobachtungen aus Südeuropa sorgfältigst zu prüfen), so erhält man eine zu hohe Temperatur, weil die kühlere Tageshälfte auf das Mittel keinen Einfluss nehmen konnte. Der Ort erscheint dann andern gegenüber viel wärmer, als er wirklich ist und man wird zu Fehlschlüssen über das Klima desselben verleitet [1]). Der umgekehrte Fall, dass für einen Ort eine zu niedrige Temperatur angegeben wird, kommt viel seltener vor.

Ziemlich richtige Monat- und Jahresmittel erhält man aus Beobachtungen um 9^h Vorm. und 9^h Abends, ditto 10^h und 10^h, zu niedrig und nur im Notfalle verwendbar aus 8^h, 8^h und 7^h, 7^h. Dann aus drei täglichen Beobachtungen um 6^h, 2^h, 10^h; ferner 7^h, 1^h oder 2^h nachmittags und 9^h oder 10^h abends, namentlich wenn man das Mittel so bildet: $\frac{1}{4}\,(7^h + 2^h + 9^h + 9^h)$, d. h. der Beobachtung um 9^h abends ein doppeltes Gewicht gibt. Noch genauere Mittel erhält man aus vier täglichen, gleich weit abstehenden Beobachtungen, wie sie z. B. in Indien um 4^h und 10^h morgens und abends gemacht werden. Die Mittel der täglichen Extreme (aus den Ablesungen an einem Maximum-Minimum-Thermometer) geben etwas zu hohe Werte; in den meisten Klimaten sind sie ziem-

---

gestellten Thermometern selbst die Mitteltemperaturen des Jahres an ganz benachbarten gleichgelegenen Orten, ja bei verschiedener Aufstellung des Thermometers an demselben Orte, um einen oder mehrere Grade differieren. Sobald man derartiges bemerkt, muss man die vorliegenden Daten der sorgfältigsten Kritik unterziehen.

[1]) So findet man z. B. in italienischen, von scheinbar höchst verlässlicher Seite herrührenden Quellen die Temperatur von Rom zu 16,4° angegeben, während sie in Wirklichkeit 15,5° beträgt; als mittlere Temperatur von Madrid wurde von Secchi 15,0° angegeben, während sie in der That nur 13,5° beträgt.

lich das ganze Jahr hindurch um circa 0,5° zu hoch. Sonnenaufgang, 2^h und 9^h abends gibt auch ein ziemlich gutes Temperaturmittel, wenn die Zeit des Sonnenaufgangs in der That das ganze Jahr hindurch eingehalten worden ist[1]). Für Orte, wo Maximum-Minimum-Thermometer abgelesen werden, und ausserdem nur an ungünstigen Tagesstunden (z. B. 9^h a. m. und 3^h p. m., wie oft nach einer älteren englischen Instruktion geschah) beobachtet wurde, erhält man die besten Mittel aus ½ (Min., 3^h p. m.), oder ¼ (Min., Max., 9^h a. m. und 9^h p. m.), oder ¼ (Min., Max., 8^h, 8^h), da im letzteren Falle die Fehler der einzelnen Kombinationen Min. Max. allein, oder 8^h, 8^h allein entgegengesetzt sind und sich ziemlich kompensieren. Man kann allerdings auch aus Beobachtungen zu Tagesstunden, welche direkt die Ableitung vergleichbarer Temperaturmittel nicht gestatten, noch solche erhalten, wenn in der Nachbarschaft ein Ort sich befindet, für welchen die Abweichungen der Temperatur zu den betreffenden Tagesstunden von dem wahren Tagesmittel durch mehrjährige 24stündige Beobachtungen bekannt sind. Man braucht dann nur diese bekannten Abweichungen in Rechnung zu ziehen; aber eine derartige Korrektion der Mittel ist um so unsicherer, je grösser die nötigen Korrektionen werden, denn sie setzt einen völlig parallelen Gang der Temperatur im Laufe des Tages an beiden Orten voraus, eine Voraussetzung, die um so unwahrscheinlicher wird, je mehr die anderweitigen klimatischen Verhältnisse der beiden Orte voneinander abweichen.

In Bezug auf speciellere Information über die Bildung richtiger Tagesmittel und die hierzu in einzelnen Fällen nötigen Korrektionen müssen wir verweisen auf: Schmid, Lehrbuch der Meteorologie (Leipzig, 1860), p. 269 etc.; Dove, Ueber die täglichen Veränderungen der Temperatur der Atmosphäre (Abh. d. Berl. Akad., 1846 u. 1856); Wild, Die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches (Petersburg, 1877) I bis LXVIII.

---

1) Besonders empfehlenswert für erst anzustellende Beobachtungen ist die Wahl dieser Kombination deshalb nicht, weil die Morgenbeobachtung dann auf eine stets wechselnde Tageszeit fällt und fixe Termine immer vorzuziehen sind.

Der kürzeste Ausdruck für den Wärmezustand der Luft an einem Ort der Erdoberfläche ist die mittlere Jahrestemperatur. Sie ist eigentlich das Mittel aus den 365 Tagesmitteln; man ist aber übereingekommen, da man ohnehin auch noch der Monatmittel bedarf, das Jahresmittel durch das Mittel der zwölf Monatstemperaturen auszudrücken. Der Unterschied beider Berechnungsarten (der von der ungleichen Länge der Monate herrührt) erreicht nur in den extremsten Klimaten, mit grossem Unterschied der Winter- und Sommertemperatur, Zehntelgrade, in Mitteleuropa nur einige Hundertelgrade. Da die Jahrestemperaturen desselben Ortes je nach den Jahrgängen verschieden sind, so ist je nach der Grösse dieser Schwankungen eine grössere oder geringere Zahl von Beobachtungsjahren notwendig, um die Jahresmittel der Temperatur bis zu einem gewissen Grade der Genauigkeit zu erhalten. Soll letzterer z. B. 0,1° C. betragen, so sind im mittleren Europa circa 40 Beobachtungsjahre nötig, im nordöstlichen Europa aber circa 60, hingegen würden im Aequatorialklima (Batavia) bereits zwei Jahre hierzu genügen.

Die Jahrestemperatur allein genügt jedoch nicht zur Charakterisierung des mittleren Wärmezustandes der Luft an einem Orte, da derselbe in den meisten Klimagebieten innerhalb des Jahres beträchtlichen Aenderungen unterliegt. Diese jährlichen periodischen Aenderungen kommen zum Ausdruck durch die Monatmittel. (Siehe Tabelle 1a u. 1b.) Nur in sehr seltenen Fällen, wenn von einem Orte sehr langjährige Beobachtungen vorliegen, kann man versuchen, den jährlichen normalen Wärmegang durch Dekaden- oder gar Pentaden- (zehn- oder fünftägige) Mittel darzustellen. Die Genauigkeit der Monatmittel ist schon viel kleiner als die der Jahresmittel; man muss für die meisten Orte der Erdoberfläche darauf verzichten, dieselben bis auf 0,1° C. z. B. kennen zu lernen, selbst sehr genaue und mit aller nötigen Vorsicht angestellte Beobachtungen vorausgesetzt. Die Temperaturmittel desselben Monats sind von einem zum andern Jahre oft sehr grossen Schwankungen unterworfen (es unterschied sich

z. B. die Mitteltemperatur des Dezember 1880 von jener des Dezember 1879 in Südwestdeutschland um 15°!), und es sind diese Schwankungen bei uns für die Wintermonate circa zweimal so gross als für die Sommermonate. Für Wien wären z. B. fast 400jährige Beobachtungen erforderlich, um die Temperatur der Wintermonate bis auf 0,1° C. genau zu erhalten, für die Sommermonate nur 100 Jahre, für Orte in Westsibirien hingegen 800 Jahre für die Winter-, aber auch nur 100 Jahre für die Sommermonate; hingegen genügen hierzu im Klima von Batavia schon fünf Jahrgänge. Man kann annehmen, dass die Genauigkeit der bisher gewonnenen Monatmittel der Temperatur der Hauptstationen im mittleren und östlichen Europa für den Winter circa 0,5°, für den Sommer 0,2 bis 0,3° C. beträgt. Diese Angaben mögen genügen, sich von der Sicherheit der klimatischen Temperaturmittel eine richtige Vorstellung zu verschaffen und selbst zu beurteilen, wie überflüssig und dabei zugleich die Uebersichtlichkeit störend es ist, wenn man in die Temperaturtabellen noch Hundertelgrade aufnimmt.

Der Temperaturunterschied des wärmsten und kältesten Monats liefert ein wichtiges klimatisches Element, die mittlere Jahresschwankung der Temperatur (für Wien z. B. 22,2°). Man unterscheidet nach der Grösse derselben die Klimate in limitierte und excessive (extreme). Beispiele hierfür werden sich später finden. (Professor Supan hat in der „Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie“, Bd. I, eine Karte gegeben, welche die Verteilung der Jahresschwankung der Temperatur nach ihrer Grösse über der Erdoberfläche zur Darstellung bringt.)

Von Wichtigkeit ist ferner die Art, in der das Ansteigen der Wärme vom Winter zum Sommer und umgekehrt wieder das Herabsinken derselben erfolgt, sowie die Zeit, zu welcher das Minimum und Maximum der Wärme durchschnittlich eintritt, d. i. also der Verlauf des jährlichen Temperaturganges. Für die Zwecke der Klimatologie lassen sich diese Verhältnisse hinreichend genau aus mehrjährigen Monatmitteln entnehmen.

In den gemässigten Zonen unterscheidet man in Bezug auf den jährlichen Temperaturgang vier Jahreszeiten, welche meteorologisch genommen, bekanntlich folgendermassen abgegrenzt werden:

Nord-Hemisphäre: Winter: Dezember, Januar, Februar. Frühling: März, April, Mai. Sommer: Juni, Juli, August. Herbst: September, Oktober, November.

Süd-Hemisphäre: Winter: Juni, Juli, August. Frühling: September, Oktober, November. Sommer: Dezember, Januar, Februar. Herbst: März, April, Mai.

Der kälteste Monat nimmt die Wintermitte ein, der wärmste die Sommermitte, der mittlere Monat im Frühling und Herbst (und damit auch diese Jahreszeiten) hat meistens ziemlich nahe die mittlere Jahrestemperatur. Dies gilt natürlich nur für den durchschnittlichen Wärmegang in dem grössern Teile der gemässigten Zonen. Für die tropischen Zonen, sowie für die Polargebiete passt aber diese Jahreseinteilung überhaupt nicht mehr, da der jährliche Wärmegang ein anderer ist. Temperaturmittel der vier Jahreszeiten eignen sich daher nur zu Vergleichungen der Wärmeverhältnisse von Orten innerhalb der gemässigten Zonen und bieten da zuweilen wegen grösserer Uebersichtlichkeit bei Zusammenstellungen und grösserer Verlässlichkeit (wenn man nur über Mittel kürzerer Beobachtungsreihen verfügt) gegenüber den Monatmitteln selbst einige Vorteile.

Sie machen aber nie die Monatmittel entbehrlich, welche unerlässlich bleiben zu allen klimatischen Vergleichungen, welche sich über grössere Teile der Erdoberfläche erstrecken sollen.

Neben der jährlichen Periode ist noch die tägliche Periode der Wärmeänderung von Wichtigkeit. Die Grösse der täglichen Wärmeschwankung (tägliche Amplitude der Temperatur) ist ein sehr beachtenswertes klimatisches Element, welches bei keiner einigermassen schärferen Charakterisierung eines Klimas fehlen darf. Dieses Element wird ausgedrückt durch die Differenz der mittleren Monatstemperaturen der kältesten und wärmsten Tagesstunde (periodische Amplitude), oder durch den Unterschied der mittleren Minima und Maxima des Monats (genommen aus den Aufzeichnungen eines Maximum-Minimum-Thermometers oder aus 24stündigen Aufzeichnungen (aperiodische Amplitude). Letztere Differenz ist immer grösser als erstere, namentlich im Winter, man sollte daher bei Vergleichen nur die eine oder die andere anwenden; jedenfalls ist es empfehlenswert, wenn Beobachtungen darüber vorliegen, beide mitzuteilen. (Siehe Tabelle Kol. 5 u. 6.) Wir kennen übrigens für

die meisten Orte nur die aperiodische Amplitude, weil Beobachtungen an Extrem-Thermometern um vieles verbreiteter sind als 24stündige Aufzeichnungen.

Bekanntlich erreicht die Temperatur im normalen Gange im Laufe des Tages ihr Minimum um die Zeit des Sonnenaufgangs, ihr Maximum um 2^h nachmittags, im Sommer noch etwas später; auf freien Berghöhen und an Küsten tritt das Maximum schon frühzeitiger nach Mittag ein. Die periodische tägliche Wärmeschwankung ist demnach z. B. zur Zeit der Aequinoktien und im Jahresmittel die Temperaturdifferenz zwischen 6^h morgens und 2^h nachmittags. Nun folgt aber bekanntlich der tägliche Wärmegang keineswegs Tag für Tag regelmässig dem Sonnenstande; durch Winde, Regen, Bewölkung etc. treten auch unregelmässige (aperiodische) Aenderungen ein, und die höchste und die niedrigste Temperatur findet an vielen Tagen zu ganz andern Zeiten statt, als wie sie durch die Sonne allein bedingt wären. Die Maximum-Minimum-Thermometer registrieren nun diese thatsächlich eintretenden höchsten und tiefsten Temperaturstände Tag für Tag, und das Mittel der Minima ist das Mittel aller niedrigsten Temperaturen, die zu verschiedenen Zeiten eingetreten sind, entsprechend so auch das Mittel der Maxima. Bildet man aber aus monatlichen Aufzeichnungen die Temperaturmittel der einzelnen Tagesstunden, so gleichen sich die unregelmässigen Erwärmungen und Erkaltungen zu den einzelnen Tageszeiten aus, und auf die Stunden um Sonnenaufgang fällt die niedrigste Temperatur, auf jene nach Mittag die höchste, und dieser Wärmegang heisst der normale periodische. Es ist nun aber auch klar, dass der Unterschied der mittleren Temperaturen um Sonnenaufgang und nachmittags (periodische Amplitude) nicht so gross sein kann, als die Differenz der mittleren Extreme (aperiodische Amplitude), namentlich im Winter der gemässigten und kalten Zonen, wo die Störungen des Wärmeganges durch den unregelmässigen Wechsel warmer und kalter Winde sehr gross ist.

Lokal können ziemlich grosse Abweichungen von dem durchschnittlichen, durch den überall gleichen täglichen Lauf der Sonne bedingten Temperaturgang vorkommen, namentlich an den Küsten durch den Wechsel von Land- und Seewind, und in Gebirgsländern durch regelmässig zu gewissen Tageszeiten auftretende kalte Luftströmungen, oder infolge einer Beschattung durch steile Bergwände. Solche Eigentümlichkeiten werden bei Charakterisierung von Lokalklimaten von Wichtigkeit.

Da an den meisten meteorologischen Stationen nur dreimal täglich beobachtet wird, zu einer Morgen-, Mit-

tag- und Abendstunde, so lässt sich meistens auf den täglichen Temperaturgang nur aus den Wärmemitteln dieser Tageszeiten schliessen. Es ist nun für speciellere klimatische Darstellungen von grösster Wichtigkeit, dass die Temperatur nicht bloss durch das Tagesmittel der Monate ausgedrückt wird, sondern durch die drei Mittel für die obigen Tageszeiten, so dass man erfahren kann, welche mittlere Wärme in jedem Monat zu einer bestimmten Morgen-, Mittags- und Abendstunde an dem betreffenden Orte herrscht (s. Tabelle Kol. 2, 3, 4). Bei derselben mittleren Tagestemperatur kann an dem einen Orte die Morgentemperatur viel tiefer, die Nachmittagstemperatur dagegen viel höher sein, als an dem andern (z. B. im heitern Winterklima südlicher Alpenthäler gegenüber dem trüben regnerischen, aber milden Klima der Westküsten Europas). Da man sich nun am frühen Morgen im Zimmer aufhalten kann, so kommt in hygieinischer Beziehung z. B. nur die hohe Nachmittagswärme (und zum Teil auch die Abendtemperatur) in Betracht, und das erstere Klima kann daher viel vorteilhafter sein als das andere, trotz gleicher Mittelwärme (selbst abgesehen vorderhand von der direkten Wirkung der Sonnenstrahlung).

Unregelmässige, unperiodische Wärmeschwankungen. Zur Charakterisierung der Temperaturverhältnisse eines Ortes sind die Mittelwerte und die daraus sich ergebende periodische tägliche und jährliche Variation der Wärme allein nicht ausreichend. Diese Mittelwerte geben, wie schon früher bemerkt, nur den am häufigsten eintretenden Zustand der Atmosphäre an, es ist aber in mancher Hinsicht auch wichtig, zu wissen, auf welche Abweichungen man sich in einzelnen Fällen gefasst machen muss. Wenn wir z. B. die mittlere (normale) Temperatur des Januar in Wien zu — 1,7° C. angegeben finden, so erfahren wir dadurch, dass auch in kommenden Jahrgängen von allen Temperaturen diese als die wahrscheinlichste für den Januar zu erwarten ist. In der That hatten von 100 Januarmonaten in Wien 33 eine Temperatur, die höchstens um 1° vom obigen Mittel ab-

wich, Abweichungen von 1—2° kamen 28mal vor, von 2—3° nur mehr 18mal, von 3—4° 10mal, von 4 bis 5° 8mal und von 5—6° 3mal. Mit andern Worten, in 33 % der Fälle lag das Januarmittel zwischen — 2,7° und — 0,7°, in 61 % zwischen — 3,7° und + 0,3°, und in 79 % zwischen — 4,7 und + 1,3. Da die Abnahme der Häufigkeit der Abweichungen mit deren zunehmender Grösse für grössere Klimagebiete die gleiche Gesetzmässigkeit zeigt[1]), so kann man allerdings auch schon aus dem Mittelwert selbst auf die Häufigkeit gewisser anderer Mitteltemperaturen schliessen. Die Anführung des höchsten und tiefsten Mittelwertes der Temperatur eines Monates innerhalb eines längeren Zeitraumes wird aber dadurch nicht überflüssig, denn diese können nicht erschlossen werden. So hielt sich in Wien die Januartemperatur innerhalb eines Jahrhunderts in den Grenzen von — 8,3° und + 5,0°, die Julitemperatur (Mittel 20,5°) zwischen 17,4° und 24,6°; zu St. Petersburg waren diese Grenzen innerhalb 118 Jahren für den Januar (Mittel — 9,4°) — 21,5° und — 1,6° und für den Juli (Mittel 17,7°) 14,1° und 23,2°[2]). Für die Jahrestemperaturen sind diese Schwankungen schon viel kleiner, z. B. für Wien lagen dieselben in 100 Jahren zwischen 7,4° und 11,8°, zu Petersburg in 118 Jahren zwischen 1,3° und 6,5°. Diese Zahlen geben den absoluten Spielraum der Mitteltemperaturen an. Dove bildete die Abweichungen der Temperatur desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen von dessen allgemeiner Mitteltemperatur aus der ganzen Beobachtungsreihe und nahm aus diesen Abweichungen ohne Rücksicht auf ihre Vorzeichen (ob positiv oder negativ) das Mittel. Diese Mittel repräsentieren also die mittleren Abweichungen der Monatstemperaturen von den durchschnittlichen Werten

---

[1]) Die bei Mittelwerten aus sehr vielen Jahrgängen aus den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung sich ergibt, wenn die mittleren Abweichungen in dem betreffenden Klima bekannt sind.

[2]) Man wird bemerken, dass die niedrigsten Temperaturen im Winter tiefer unter den Mittelwert hinabsinken, als sich die höchsten darüber erheben; im Sommer umgekehrt. Es ist dies eine Eigentümlichkeit des europäischen Klimagebietes, dass im allgemeinen im Winter die höheren Mitteltemperaturen, im Sommer die niedrigen häufiger sind, als die gegenteiligen.

derselben (s. Tabelle Kol. 1 c). Sie sind für die Klimatologie zumeist insoferne von Bedeutung, als sie einen Schluss darauf gestatten, wie viele Jahrgänge von Beobachtungen notwendig sind, um dem Mittelwert eine gewisse Sicherheit zu geben[1])

Der Unterschied der mittleren Temperaturen desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen hat deshalb eine geringere klimatische Bedeutung, weil diese Schwankungen in der Mitteltemperatur ja durch ein ganzes Jahr zeitlich voneinander getrennt sind, während welchen Zeitraumes viel grössere Temperaturänderungen selbst im normalen Verlaufe eintreten. Viel unmittelbarer berührt wird das organische Leben durch die unregelmässigen Temperaturschwankungen in kürzeren Perioden, durch die Temperaturwechsel, die im selben Monat, oder gar von einem Tag zum andern eintreten. Die Grösse dieser Schwankungen ist ein Mass für das, was wir die „Veränderlichkeit der Temperatur“ nennen. Sind diese Temperaturschwankungen gering, so nennen wir das Klima ein konstantes, gleichmässiges, sind sie gross, so nennen wir das Klima variabel oder veränderlich (in Bezug auf die Temperatur). Der einfachste und kürzeste Ausdruck für diese Schwankungen der Wärme innerhalb kürzerer Perioden (für welche die normale Wärmeschwankung unerheblich ist) ist die Differenz zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines Monats beobachteten Temperatur, die (unperiodische) Monatsschwankung der Wärme. (Siehe Tabelle Kol. 9.) Um selbe genau zu erhalten, müsste sie den Aufzeichnungen eines Maximum-Minimum-Thermometers entnommen sein; werden aber die Beobachtungen min-

---

1) Dove hat diese mittleren Abweichungen der Monatstemperaturen „mittlere Veränderlichkeit“ genannt. Da man im klimatologischen Sinne unter Veränderlichkeit der Temperatur etwas anderes versteht, empfiehlt es sich, diese Mittelwerte als das zu bezeichnen, was sie wirklich sind, nämlich als mittlere Abweichungen (mittlere Anomalie). Die sehr bequeme Formel, welche Fechner angegeben hat, um aus der mittleren Abweichung den wahrscheinlichen Fehler des Mittels aus einer bestimmten Zahl (n) von Beobachtungsjahren abzuleiten, lautet:

$$\text{Wahrscheinlicher Fehler } W = \frac{1.1955}{\sqrt{n-1}} \times \text{mittlere Abweichung.}$$

destens zweimal täglich und zwar zu einer frühen Morgenstunde und zwei bis drei Stunden nach Mittag angestellt, so lässt sich aus denselben gleichfalls ziemlich genau die ganze Wärmeschwankung des Monats entnehmen, namentlich im Winterhalbjahr. Der Unterschied zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines ganzen Jahres verzeichneten Temperatur heisst die (unperiodische) Jahresschwankung derselben. Liegen von einem Orte Beobachtungen aus mehreren Jahrgängen vor, so wird man das Mittel der Schwankungen der Temperatur in den gleichen Monaten bilden, sowie das Mittel der einzelnen Jahresschwankungen, und erhält so die mittleren Monats- und Jahresschwankungen der Wärme, die von Zufälligkeiten befreit sind, und sich zu Vergleichungen verschiedener Klimagebiete in Bezug auf die Veränderlichkeit der Temperatur viel besser eignen. Man kann auch den Unterschied der höchsten und tiefsten Temperatur im selben Monat, die innerhalb des ganzen Beobachtungszeitraumes vorgekommen sind, nehmen und erhält dann die absolute Temperaturschwankung dieses Monats, sowie der Unterschied der extremen Wärmegrade der ganzen Beobachtungsperiode die absolute Wärmeschwankung schlechthin darstellt. (Tabelle Kol. 10 und 11.) Diese Differenzen haben aber einen geringen Wert, wenn sie nicht aus sehr langen Beobachtungsperioden abgeleitet sind, und sie eignen sich gar nicht zu Vergleichungen, da nicht für alle Orte Beobachtungen aus gleich langen Perioden vorliegen, und die absoluten Schwankungen natürlicherweise mit der Länge des Beobachtungszeitraumes zunehmen. Auch haben zufällige Beobachtungsfehler auf solche einzelne Daten, wie es die höchste und tiefste in einem langen Zeitraum je einmal beobachteten Temperaturen sind, einen zu grossen Einfluss, um sie zur Grundlage weitergehender Schlüsse mit Vorteil verwenden zu können.

In der von uns oben unperiodisch genannten Monats- und Jahresschwankung der Temperatur haben wir eigentlich die Summe der periodischen und unperiodischen Wärmeänderungen, es sind dies eben die wirklich

im Verlaufe eines ganzen Monats sich fühlbar machenden Temperaturdifferenzen. In der kalten und gemässigten Zone treten die regelmässigen Wärmeänderungen von Tag zur Nacht zurück gegenüber den viel grösseren Temperaturschwankungen infolge der unperiodischen Einflüsse (Wechsel der Winde namentlich) besonders im Winter; unter niedrigen Breiten hingegen werden die unregelmässigen Einflüsse auf den Temperaturgang immer kleiner, und die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur sind nur wenig grösser als die mittleren Wärmeunterschiede zwischen Tag und Nacht.

Ein schärferes Mass für die Veränderlichkeit der Luftwärme erhält man, wenn man die Temperaturdifferenzen von einem Tag zum andern während eines ganzen Monats bildet und daraus das Mittel nimmt. Es repräsentiert dies dann den durchschnittlichen Wärmeunterschied zweier sich unmittelbar folgenden Tage in dem betreffenden Monat; der Mittelwert aus der Veränderlichkeit der Temperatur in demselben Monat während einer Reihe von Jahren (10 Jahre geben schon sehr sichere Werte) repräsentiert dann die normale Veränderlichkeit der Temperatur für den betreffenden Ort und den betreffenden Monat (Tabelle Kol. 12).

Dadurch, dass man die Unterschiede der Tagesmittel nimmt, entfernt man aus dem Resultat den Einfluss der normalen täglichen Wärmeschwankung, und man bringt deshalb die unperiodischen Aenderungen (die Störungen) im jährlichen Wärmegange reiner zum Ausdruck. Im normalen jährlichen Gange der Wärme ist die Aenderung derselben von einem Tag zum andern selbst in extremen Klimaten so gering, dass er sich nicht direkt fühlbar machen würde [1]). Für die Grösse der täglichen Aenderung haben wir schon früher das Mass angegeben, und später hierzu bemerkt, dass deren klimatische Wirkung auf den Menschen dadurch wesentlich abgeschwächt

[1]) Für Wien, das schon ein halb kontinentales Klima besitzt, ist die mittlere normale Aenderung des Tagesmittels der Temperatur zweier sich folgenden Tage 0,1°—0,2°, an dem in dieser Beziehung extremsten Orte der Erde, in Jakutsk, beträgt diese Aenderung 0,3°—0,4°, selbst im Maximum (Frühling und Herbst) bloss 0,5°.

wird, dass man sich durch den Aufenthalt in den Wohnungen der niedrigen Morgentemperatur leicht entziehen kann; dies gilt aber nicht in gleicher Weise von raschen Aenderungen der mittleren Tagestemperaturen (wozu auch noch die (physiologische) Wirkung des Windes tritt, der die grösseren Temperaturwechsel fast immer begleitet).

Noch geeigneter zu Vergleichen und zu einer lebendigen Vorstellung von der Grösse der Veränderlichkeit der Temperatur an einem Orte als der Mittelwert aus den Wärmeunterschieden der Tagesmittel ist die Angabe, wie oft durchschnittlich in jedem Monat diese Unterschiede eine gewisse Grösse erreichen, z. B. unterhalb 2° C. bleiben, auf 2—4°, 4—6° u. s. w. sich erheben. Es kommen dabei auch die in allen Klimaten selteneren aber doch sehr wirksamen grossen Temperatursprünge von einem Tag zum nächsten voll zur Geltung. In dem Abschnitt über das Klima von Russland und Westsibirien findet man eine Tabelle der Häufigkeit von Temperaturwechsel verschiedener Grösse in einigen klimatischen Hauptgebieten.

Wichtige einzelne Daten über Temperaturverhältnisse. In erster Linie sind dies die Angaben über die tiefsten und höchsten Temperaturen die im Jahre sowie in den einzelnen Monaten durchschnittlich vorkommen, die sogenannten mittleren Monats- und Jahres-Extreme, welche auch zur Ableitung der Monats- und Jahresschwankungen der Temperatur, von denen oben die Rede war, nötig sind (s. Tabelle Kol. 7 und 8). Namentlich wichtig sind die äussersten Kältegrade, auf die man sich im Winter durchschnittlich gefasst machen darf, sowie etwa auch einmal im Verlauf einer längeren Reihe von Jahren. Viele klimatische Pflanzen- und Kulturgrenzen werden durch die äussersten Kältegrade des Winters bedingt, nicht durch die mittleren Winter- oder Sommertemperaturen. Weniger wichtig, und dabei viel gleichmässiger verteilt und weniger vom Mittel abweichend sind die höchsten Temperaturen des Sommers.

Man erhält das mittlere Minimum eines Monats, wenn man die tiefsten Temperaturen, die in diesem

Monat in den einzelnen Jahrgängen je einmal vorgekommen sind, addiert und das Mittel daraus nimmt; auf gleiche Weise bildet man das mittlere Monatsmaximum. Der Unterschied zwischen diesen Mitteln ist das, was wir oben schon als mittlere unperiodische Monatsschwankung der Wärme bezeichnet haben, dieselbe Rechnung liefert also drei für die Temperaturverhältnisse charakteristische Werte. Stellt man schliesslich die niedrigsten Temperaturen, die in jedem Jahrgange je einmal beobachtet worden sind, zusammen und nimmt deren Mittelwert, so erhält man das mittlere Jahresminimum, d. h. die niedrigste Temperatur, auf welche man in jedem Jahre sich gefasst machen muss; auf analoge Weise erhält man das mittlere Jahresmaximum, der Unterschied beider gibt den grössten Wärmeunterschied, der durchschnittlich in jedem Jahre vorkommt, die eigentliche Jahresschwankung der Temperatur. Sehr empfehlenswert scheint mir auch die Berechnung der Häufigkeit oder der Wahrscheinlichkeit des einmaligen Auftretens gewisser Kältegrade.

Wenn in einem Winter einmal ein gewisser Kältegrad, z. B. — 10° eingetreten ist, so ist ein weiteres Auftreten desselben Frostgrades im gleichen Winter in mancher Hinsicht gleichgültig. Hat z. B. ein extremer Frost einmal gewisse empfindlichere Pflanzen getötet, so ist die Wiederholung und das Andauern des Frostes von wenig Bedeutung mehr. Für den Pflanzengeographen und den Landwirt ist deshalb die Kenntnis der Wahrscheinlichkeit des einmaligen Auftretens gewisser Frostgrade in einem bestimmten Klimagebiet von grosser Wichtigkeit. Aus dem mittleren Jahresminimum kann man diese Wahrscheinlichkeit nicht direkt beurteilen, wie folgendes Beispiel zeigt:

Ort	Mittleres Jahres-minimum	Wahrscheinlichkeit eines Minimums von —° und darunter				
		— 10°	— 15°	— 20°	— 25°	— 30°
Krakau . . .	— 21,2	1	0,90	0,63	0,40	0,07
Obirgipfel (2044)	— 21,0	1	1,00	0,74	0,27	0,00
Klagenfurth . .	— 21,7	1	0,90	0,57	0,20	0,03

In Krakau ist die Wahrscheinlichkeit sehr tiefer Kältegrade viel grösser als auf dem Obir und in Klagenfurth, trotz des gleichen mittleren Minimums; eine Temperatur von — 30° ist auf dem Obir noch nicht beobachtet worden, wohl aber in Krakau und in Klagenfurth. Zum Vergleich stellen wir noch folgende Zahlen her:

Ort	Wahrscheinlichkeit eines Temperaturminimums von —° und darunter				
	0°	— 5°	— 10°	— 15°	— 20°
Wien . . .	1,00	1,00	0,85	0,55	0,05
Mailand . . .	1,00	0,83	0,25	0,04	0,00
Triest . . .	1,00	0,40	0,10	0,00	0,00
Lesina . . .	0,68	0,14	0,00	0,00	0,00

In Wien kommt ein Minimum von — 5° in jedem Winter vor, in Mailand 8mal in 10 Jahren, in Triest nur 4mal, in Lesina einmal in je 7 Jahren.

Wir haben schon früher darauf aufmerksam gemacht, dass namentlich wegen der ungleichen Zahl der Jahre, aus denen für die verschiedenen klimatischen Stationen Beobachtungen vorliegen, es nicht zweckmässig ist', sich auf die Angabe der höchsten und tiefsten Temperaturen zu beschränken, die innerhalb der ganzen Beobachtungsperiode je einmal vorgekommen sind. Solche Daten sind zu Vergleichungen fast wertlos. Sie sollen stets nur neben den mittleren Monats- und Jahresextremen angeführt werden, da sie auch leichter ganz entbehrt werden können.

In mancher Hinsicht von Wichtigkeit ist ferner die Angabe des mittleren Datums des letzten Frostes im Frühling und des ersten Frostes im Herbst, woraus die Zahl der frostfreien Tage sich ergibt. Von Interesse ist ferner die Angabe der Zahl der Frosttage, d. i. die Zahl jener Tage, an welchen die Temperatur unter den Gefrierpunkt gesunken ist, sowie die Dauer der Frostperioden, d. i. die Zahl der sich ohne Unterbrechung folgenden Frosttage. Auch die Angabe der Zahl der Wintertage (Tage, an denen die Temperatur auch Nachmittags den Gefrierpunkt nicht überschreitet) und der Zahl der Sommertage (Tage, an denen die Temperatur am Nachmittag 25° C. erreicht oder überschritten hat) ist zur specielleren Charakterisierung der Wärmeverhältnisse eines Ortes recht dienlich.

Indem wir das Resultat der vorstehenden Erörterungen kurz zusammenfassen, können wir sagen:

Die für eine klimatographische Darstellung wichtigsten Elemente der Lufttemperatur sind:

1. Die Monat- und Jahresmittel der Luftwärme, 2. die Grösse der täglichen Wärmeschwankung in den einzelnen Monaten, 3. (wünschenswert) die Temperaturmittel wenigstens einer frühen Morgen- und einer Nachmittagsstunde um die Zeit der höchsten Wärme, eventuell auch die einer späteren Abendstunde; 4. (wünschenswert bei längeren Beobachtungen) die äussersten Grenzen, innerhalb welchen sich die Mitteltemperatur der einzelnen Monate gehalten hat. 5. Die mittleren Monats- und Jahresextreme, sowie die daraus von selbst folgende unperiodische Wärmeschwankung innerhalb jeden Monats und des ganzen Jahres, sowie die durchschnittlichen tiefsten und höchsten Temperaturen des Jahres. 6. (wünschenswert) die absolut höchsten und tiefsten Temperaturen, die innerhalb eines gewissen Zeitraumes vorgekommen sind, die Länge des letzteren ist dabei von Wichtigkeit. 7. (wünschenswert) die mittlere Veränderlichkeit der Temperatur, ausgedrückt durch die Unterschiede der sich folgenden Tagesmittel und durch die Häufigkeit derartiger Wärmewechsel nach gewissen Grössen (z. B. von 2 zu 2° steigend). 8. mittlere Frostgrenzen im Frühling und Herbst und Zahl der frostfreien Tage.

Es mag schliesslich noch aufmerksam gemacht werden auf den Unterschied der mittleren Temperaturen und der täglichen Temperaturschwankung in Städten und auf dem Lande in nächster Nachbarschaft. Innerhalb grosser Städte fällt das Jahresmittel der Luftwärme höher aus, die tägliche Wärmeschwankung wird dagegen kleiner, namentlich im Sommer. Der Temperaturunterschied zwischen der inneren Stadt Wien (Akademiegebäude) und dem Freiland (einem Garten) in grosser Nähe und in nahe gleicher Seehöhe hat sich z. B. folgendermassen herausgestellt:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Wien (Stadt)	—0,6°	9,8	19,7	9,9	9,7
„ (Land)	—0,9°	9,3	18,8	9,4	9,2
Stadt wärmer um	0,3°	0,5	0,9	0,5	0,5

Tabelle I, Temperaturverhältnisse von Wien (Stadt).

48° 12′ N. Br., 16° 22′ E. Lg. v. Gr. 194 Meter.

	20jähr. 24stündige Mittel	100jährige Mittel red.	Mittl. Abweichungen der Mittel 90 J.	Mittel für drei Tageszeiten 20 Jahre			Tägliche Temperaturschwankung 20 Jahre		Mittlere Monats- und Jahres-Extreme 20 Jahre		Mittl. Monats- und Jahresschwankung	Absolute Extreme 1829/1875		Veränderlichk. der Tagestemperatur
				Morg. 6^h	Nm. 2^h	Abds. 10^h	periodisch	aperiodisch						
Dezbr.	— 0,8	— 0,3	2,3	— 1,5	0,6	— 1,0	2,1	4,7	9,6	—11,2	20,8	19,1	—22,6	2,0
Januar	— 1,3	— 1,7	2,5	— 2,3	0,3	— 1,6	2,7	4,9	9,7	—12,1	21,8	18,8	—25,5	2,1
Febr.	0,4	0,1	2,2	— 1,2	2,6	0,1	3,8	6,1	11,4	—10,0	21,4	20,0	—20,0	2,0
März	4,2	4,3	1,8	1,6	7,4	3,6	5,9	7,8	16,7	— 5,9	22,6	24,3	—13,3	1,8
April	10,0	9,9	1,7	6,2	14,0	9,0	7,8	9,6	23,9	— 1,0	24,9	28,8	— 7,0	1,9
Mai	15,1	15,1	1,5	11,4	19,3	13,8	8,2	10,2	28,5	2,7	25,8	36,0	— 1,6	1,8
Juni	18,6	18,8	1,2	15,5	22,4	17,1	7,6	9,9	31,5	9,1	22,4	37,8	3,8	1,9
Juli	20,3	20,5	1,3	16,9	24,3	18,9	7,9	10,1	32,6	11,0	21,6	38,8	8,0	1,9
Aug.	19,6	19,7	1,3	16,0	23,7	18,2	7,9	9,7	32,9	9,8	23,1	37,5	5,6	1,8
Sept.	16,1	15,9	1,2	12,2	20,4	14,8	8,2	9,6	28,3	4,9	23,4	33,5	— 0,6	1,7
Okt.	10,5	10,0	1,4	7,7	14,3	9,5	6,6	8,3	23,2	0,6	22,6	27,1	— 6,8	1,5
Nov.	3,7	3,9	1,4	2,5	5,5	3,3	3,1	4,9	14,9	— 5,9	20,8	21,3	—15,0	1,8
Jahr	9,7	9,7	0,74	7,1	12,9	8,8	5,9	8,0	33,9	—15,1	49,0	38,8 14./7. 32.	—25,5 22./1. 50.	1,9
Kol.	1a	1b	1c	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Dabei ist in der wärmeren Jahreszeit der Unterschied der Morgen- und Abendtemperaturen bedeutend grösser als jener der Nachmittagstemperaturen, ebenso weisen die Temperaturminima einen grössern Unterschied auf als die Temperaturmaxima. Die Landluft erkaltet bei Nacht viel mehr durch Wärmeausstrahlung als die Stadtluft, die Erwärmung bei Tag ist weniger verschieden. Die Differenzen zwischen Stadt und Land betragen in Wien und Umgebung im Sommer um 6^h morgens 1,1°, um 2^h nachmittags 0,5°, um 10^h abends 1,0°; um diesen Betrag ist die Landluft kühler als die Stadtluft. Für Paris, St. Louis und Kalkutta hat man ähnliche Verhältnisse gefunden. In den Tropen ist, wie nach obigem jährlichen Gang der Differenzen zu erwarten war, der Unterschied besonders erheblich. Die Resultate von Temperaturbeobachtungen, die innerhalb grosser Städte aufgenommen werden, darf man demnach nicht als den präcisen Ausdruck der Temperaturverhältnisse in der betreffenden Gegend überhaupt ansehen.

Wenn es sich darum handelt, die Wärmeunterschiede benachbarter Orte mit grösserer Genauigkeit festzustellen, so gelangt man am sichersten zu diesem Ziele, wenn man die Differenzen der Beobachtungsresultate aus den gleichen Jahrgängen dazu verwendet, namentlich wenn auch die Beobachtungstermine dieselben sind. Aus gleichzeitigen Beobachtungen während 3 bis 4 Jahren erfährt man die Temperaturunterschiede schon viel genauer als aus vieljährigen Mitteln, die sich auf verschiedene Zeitperioden beziehen. So ist z. B. das Wintermittel von Augsburg aus Beobachtungen zwischen 1812 und 1878 — 1,3° C., jenes von München aus Beobachtungen zwischen 1825 bis 1856 — 1,8°, so dass München um einen halben Grad kälter scheint als Augsburg, was an sich nicht wahrscheinlich ist. In der That geben die neueren gleichzeitigen Beobachtungen zu den gleichen Stunden (1879/81), dass Augsburg im Winter etwas kälter ist als München, aber nur um 0,1° (im Sommer ist es um 0,1° wärmer, die Jahresmittel sind gleich).

Strahlende Wärme. Während für meteorologische

Untersuchungen nur die Luftwärme von Wichtigkeit ist und die strahlende Wärme nur insofern in Betracht kommt, als sie die Luftwärme modifiziert, ist in klimatischer Beziehung die strahlende Wärme an sich, ganz abgesehen vom Grade der Luftwärme, ein äusserst wichtiges Element. In dem Probleme der Ursachen der Luftbewegungen und deren Folgeerscheinungen, mit welchen die Meteorologie zu thun hat, spielt nur die Luftwärme eine Rolle, und man sucht deshalb den Einfluss der Wärmestrahlung auf die Thermometer möglichst auszuschliessen, weil diese nur hindert, zur Kenntnis der wahren Lufttemperatur zu gelangen. Für das organische Leben auf der Erde dagegen, ja selbst für manche Veränderungen der unorganischen Körper auf der Erdoberfläche, ist die direkte Sonnenstrahlung mindestens ebenso wichtig als die Luftwärme, und es würde daher für die Klimatologie von höchster Wichtigkeit sein, auch die Energie und die Summe der Sonnenstrahlung, welche unter verschiedenen Klimaten der Erdoberfläche wirklich zukommt, durch fortgesetzte regelmässige Messungen genau kennen zu lernen.

Solche Messungen existieren leider gegenwärtig noch nicht, und wir besitzen kaum schon die Mittel, dieselben überhaupt vornehmen zu können. Wir können die Energie der direkten Sonnenstrahlung nur messen durch ihre Wirkungen, und dieselben sind vornehmlich dreifacher Natur, als: Licht, Wärme und Umsetzung chemischer Verbindungen. Man spricht daher von Lichtstrahlen, Wärmestrahlen und chemischen Strahlen, darf aber dabei nicht vergessen, dass diese verschiedenen Wirkungen nicht schon in einer specifischen Qualität der Strahlen selbst liegen, sondern dass dieselben in der Natur des Körpers begründet sind, auf welchen sie auffallen. Die Sonne sendet allerdings verschiedene Strahlengattungen aus, welche sich aber an sich nur durch ihre Wellenlängen oder ihre verschiedene Schwingungsdauer unterscheiden. Physikalisch treten diese Unterschiede durch die verschiedene Brechbarkeit, welche von der Wellenlänge abhängt, am einfachsten hervor in der Zerstreuung

der zusammengesetzten Strahlung durch das Prisma. Die „Lichtwellen", das Wort Licht als strahlende Energie überhaupt genommen, welche die Sonne aussendet, sind eine Bewegung im Aether [1]). Die verschiedenen Strahlen führen also zwar verschiedene Energie, sind aber sonst gleicher Natur, und ihr Effekt, ob sie eine Temperatursteigerung verursachen, oder eine chemische Zersetzung bewirken, hängt allein von der Natur des Körpers ab, auf welchen sie auffallen. Sie müssen einem Hindernis begegnen, welches ihre Bewegung zerstört, bevor sie auf eine der verschiedenen Weisen in Erscheinung treten können. Die Arbeit, welche dabei von der lebendigen Kraft der Aetherwellen geleistet wird, erscheint entweder als Molekularbewegung, d. i. Wärme, oder in Form einer Bewegung der Atome, d. i. chemische Wirkung. Es gibt keine Strahlen, welche nur Wärmewirkungen, und keine Strahlen, welche nur chemische Wirkungen leisten würden; derselbe Strahl, welcher auf ein Thermometer oder eine empfindliche Thermosäule auffallend uns seine Existenz durch Wärmeerzeugung verrät, wird, auf einen andern Körper von gewisser Zusammensetzung auffallend, durch chemische Umsetzungen in Erscheinung treten. Wenn man demnach von strahlender Wärme oder von chemischen (aktinischen) Strahlen spricht, so macht man sich dabei einer Vermengung von Ursache und Wirkung schuldig, indem man etwas schon in die Natur der Strahlung hineinlegt, was erst durch das Zusammentreffen derselben mit einem Körper bestimmter Art hervorgerufen wird. Um solche Missverständnisse zu vermeiden, wäre es deshalb am besten, nur von „strahlender Energie" zu sprechen.

Damit ist die Thatsache nicht in Widerspruch, dass Strahlen von bestimmter Wellenlänge auf Körper von bestimmter Zusammensetzung besonders kräftige chemische Wirkungen ausüben, was eben Veranlassung gegeben hat, sie geradezu chemische Strahlen zu nennen.

---

[1]) Die Energie oder die lebendige Kraft einer Welle ist proportional dem Quotienten aus dem Quadrat der Wellenlänge in das Quadrat der Amplitude der Welle.

Auf eine empfindliche Thermosäule (oder das Bolometer) auffallend erscheinen jedoch auch diese Strahlen zugleich als Wärmestrahlen. Auch darauf müssen wir noch aufmerksam machen, dass die neueren Untersuchungen (mittels des Beugungs- oder Diffraktions-Spektrums an Stelle des prismatischen, durch Brechung erzeugten Spektrums) nachgewiesen haben, dass das Maximum der Wärmewirkung im Spektrum zwischen den Frauenhoferschen Linien D und E liegt und nicht im Ultrarot, wie man früher annahm; das Maximum der Energie der Sonnenstrahlung liegt im Gelb, das Maximum der Lichtstärke und der Wärmewirkung fällt zusammen. Desgleichen haben die neueren Untersuchungen auch gezeigt, dass jene Strahlengattung, welche auf das Wachstum und die Entwickelung der Pflanzen die günstigste Wirkung äussert, nicht im blauen und violetten Ende des Spektrums zu suchen ist, sondern im mittleren Teile desselben, mit andern Worten, es sind die Strahlen, die sich auch durch die grösste Leuchtkraft auszeichnen und nicht die sogen. chemischen Strahlen, wie man früher meinte. Wm. Siemens in London hat im Winter (1879/80 und 1880/81) verschiedene Pflanzen zur vollen Entwickelung und Fruchtreife gebracht bei rein künstlicher, elektrischer Beleuchtung (bei einer Luftwärme von circa 15° C.). Es fand sich dabei, dass das an den sogen. chemischen Strahlen reiche elektrische Licht vorerst durch weisse Gläser gehen musste, wenn man eine gesunde und kräftige Vegetation erzielen wollte. Die günstige Wirkung des Glases beruht darauf, dass es einen Teil der brechbarsten Strahlen (vom blauen Ende des Spektrums) absorbiert. Versuche mit monochromatischem Licht ergaben, dass das gelbe Licht noch am günstigsten wirkte, bei roter wie bei blauer Beleuchtung kränkelten die Pflanzen. Diese Beobachtungen widerlegen also direkt die ältere Ansicht von der besondern Wichtigkeit der sogen. chemischen Strahlen für die Vegetation.

Um zu einer vollständigen Kenntnis der wichtigsten klimatischen Elemente zu gelangen, wäre es von grösster Wichtigkeit, aus den verschiedenen Klimagebieten

Messungen der Lichtstärke (photometrische Messungen) und Messungen über die Wärmewirkung der direkten Sonnenstrahlung zu besitzen, welche durch Messungen über die chemische Wirksamkeit der Strahlung zu ergänzen wären. Wir werden in dem Abschnitt über das solare Klima kurz das Wenige zusammenstellen, was wir bisher von solchen Messungen besitzen, und können im übrigen nur die Wichtigkeit dieser bisher vernachlässigten klimatischen Elemente mit Nachdruck betonen. Möge die lebhafte Erkenntnis dieses Mangels uns bald die Schwierigkeiten besiegen lassen, welche solchen Messungen jetzt noch entgegenstehen.

Die grosse klimatische Bedeutung der strahlenden Wärme neben der Luftwärme, ja die fast völlige Gleichgültigkeit letzterer, Windstille vorausgesetzt, hat man schon seit längerer Zeit erkannt bei der Beurteilung der sogen. klimatischen Kurorte, nach ihren mehr oder minder ausgesprochen günstigen Wirkungen auf Kranke oder schwache Personen. Eine unbehinderte kräftige Insolation, verbunden mit Luftruhe, lässt einige besonders geschützte Alpenhochthäler trotz strenger Winterkälte mit südlichen Winterzufluchtsstätten konkurrieren. Man hat deshalb schon vielfach versucht, allerdings mit ungenügenden Mitteln, die Intensität der strahlenden Wärme an verschiedenen Orten zu messen. Unter den Instrumenten, welche zu einer regelmässigen Aufzeichnung der Intensität der Sonnenstrahlung dienen sollen, kann gegenwärtig bloss das sogen. Schwarzkugel-Thermometer im Vakuum, welches namentlich an den englischen Stationen häufig verwendet wird, empfohlen werden. Dasselbe liefert noch die am besten vergleichbaren Resultate, namentlich wenn es an einer Normalstation mit einem Normalinstrument gleicher Konstruktion vorher verglichen wird. Auch das ähnliche Instrument von Arago-Davy kann verwendet werden. Diese Instrumente liefern zwar nur relative Werte, ihre Angaben sind nicht zu einer Bestimmung des absoluten Betrages der Intensität der Sonnenstrahlung zu verwerten, sind aber doch weitaus den ganz vagen und nicht vergleichbaren Daten vorzuziehen,

welche man erhält, wenn man ein gewöhnliches oder selbst ein geschwärztes Thermometer frei der Sonne aussetzt. Solche als „Temperatur in der Sonne“ mitgeteilte Beobachtungen haben keinerlei wissenschaftlichen Wert und können nicht zu klimatologischen Untersuchungen verwendet werden.

Man wird mit verschiedenen Thermometern unter dem gleichzeitigen Einfluss der verschiedenen Strahlungseinflüsse der Umgebung, die sich nie ganz vermeiden lassen, sehr verschiedene „Temperaturen in der Sonne“ erhalten, bei derselben Intensität der Sonnenstrahlung. Es hat ja Lamont schon gezeigt, dass ein Thermometer mit kleiner Kugel, frei in der Luft der Sonne ausgesetzt, nahezu die „Lufttemperatur“ angibt, demnach so viel Wärme durch Reflexion und Strahlung wieder abgibt, dass es mit einem Thermometer im Schatten gleiche Temperatur hat. Prof. Kunze in Tharandt hat neuerdings ganz ähnliche Erfahrungen mitgeteilt.

„Temperatur in der Sonne“ als Gegensatz zur Temperatur im Schatten ist überhaupt gar kein genügend definierter Begriff, weil jene erstere Temperatur abhängt von der Natur des Körpers, welchen man der Sonnenstrahlung aussetzt. Der Temperaturzustand, den ein der „strahlenden Wärme“ ausgesetzter Körper annimmt, wird bedingt durch sein Absorptionsvermögen gegen die auf ihn fallende Strahlengattung, und dieses Absorptionsvermögen ist wieder verschieden, je nachdem die Oberfläche des Körpers poliert oder rauh ist; ein dünner Ueberzug einer fremden Substanz kann dasselbe ganz verändern. Sobald unter dem Einfluss der Strahlung die Temperatur des Körpers über die seiner Umgebung steigt, gibt er wieder Wärme durch Leitung wie durch Strahlung ab, und sein stationärer Temperaturzustand wird erreicht, wenn er durch letztere ebensoviel Wärme verliert, als ihm an absorbierter strahlender Wärme zufliesst. Dazu kommt noch als dritter Faktor die Wärmeentziehung durch die bewegte Luft, durch den Wind. Die Temperatur eines der Sonnenstrahlung ausgesetzten Körpers hängt also von vielfachen Nebenumständen ab, welche die blosse Angabe des Resultates ganz wertlos machen. Die „Schwarzkugel-Thermometer im Vakuum“ bieten den grossen Vorteil, dass durch die umgebende Glashülle erstlich die (dunkle) Wärmestrahlung der Umgebung, welche als ein von Ort zu Ort äusserst variables Element ein Haupthindernis der Vergleichbarkeit derartiger Beobachtungen ist, fast ganz abgehalten wird, während die leuchtende Strahlung fast ungeschwächt durch das Glas hindurchgeht, und zweitens die Wärmeentziehung durch bewegte Luft ganz verhindert wird. Deshalb liefern sie ziemlich vergleichbare Resultate. Ueber die Methoden der absoluten Messung der Intensität der Sonnenstrahlung müssen wir auf die Lehrbücher der Physik verweisen. Einige Resultate solcher Messungen

werden in dem Abschnitt über das „solare Klima" mitgeteilt werden.

Ein klimatisches Element, welches örtlich einen nicht unbedeutenden Einfluss erlangen kann sowohl auf die Vegetation, das Reifen der Früchte etc., als auch auf den günstigen Einfluss, welchen der Aufenthalt im Freien für schwache und kränkliche Personen gewährt, besteht in der blossen Wärmereflexion oder der Wärmestrahlung terrestrischer Gegenstände. Es ist lange bekannt und neuerdings namentlich von Ch. Dufour direkt nachgewiesen worden, dass die Wärmespiegelung, die Reflexion des Sonnenlichtes von Wasserflächen für die letztere umgebenden Bergabhänge eine sehr merkliche Wärmequelle ist. Am Genfer See wie am Rhein haben diese Wärmereflexe einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf das Reifen der Trauben. In Gebirgsthälern erhöht die von den Bergwänden reflektierte und ausgestrahlte Wärme[1]) die Lufttemperatur, noch mehr aber das „Gefühl der Wärme" im Freien.

Ueber das Verhältnis der direkten strahlenden Wärme zur reflektierten Wärme am Genfer See hat Dufour folgende Resultate erhalten:

Sonnenhöhe	circa 4°	7°	16°
Reflektierte Wärme in % der direkten	68 %	40—50 %	20—30 %

Die reflektierte Wärme spielt demnach die grösste Rolle bei niedrigem Sonnenstand, also am Morgen und im Winter der höheren Breiten. Eine südliche Exposition, ziemlich erhaben über einer ausgedehnten Wasser- oder auch Schneefläche, gestattet den grössten Vorteil aus dieser sekundären Wärmequelle zu ziehen, ist demnach für Wohnungsanlagen am meisten zu empfehlen.

Frankland teilt folgende Messungen mit über den Einfluss der von der Umgebung reflektierten Wärme. Das der Strahlung ausgesetzte Thermometer befand sich auf weissem Papier als Unterlage. Eine Beobachtung zu Pontresina ergab: 10 Fuss von einer weissen Wand

[1]) Die Temperatur der Bergabhänge ist bei Tag höher als die Lufttemperatur in gleicher Höhe über der Erdoberfläche.

38,7° C., über einer benachbarten Wiese 27,7°, also 10° weniger. Alumbay, Insel Wight, unter der direkten und der vom Wasser reflektierten Strahlung 31,2°, unter direkter Strahlung allein 25,7°. Zürichsee, Thermometerstand unter direkter und reflektierter Strahlung 34,0°, eine englische Meile vom See unter der direkten Strahlung allein 31,5°.

Da das Gefühl der Wärme und der Annehmlichkeit beim Aufenthalt in freier Luft von dem Gesamteffekt der direkten und reflektierten Strahlung abhängt, so ergibt sich daraus der beträchtliche Einfluss der Umgebung eines Wohnortes auf das, was man die „klimatische Temperatur“ nennen könnte.

Ein andrer entgegengesetzter Effekt der Wärmestrahlung, welcher grosse klimatische Wichtigkeit hat und der direkten Beobachtung leichter zugänglich ist, besteht in der nächtlichen Erkaltung der freien Oberflächen der Körper unter die Lufttemperatur. In heiteren Nächten sinkt die Temperatur des Bodens oder die der Pflanzen oft bedeutend unter die Lufttemperatur, die in einiger Höhe über dem Erdboden herrscht. Diese letztere messen wir aber und schützen deshalb die Thermometer gegen nächtliche Ausstrahlung durch Anbringung von Schirmen. Dies ist notwendig, weil die Thermometer, so wie fast alle andern Körper, viel bessere Wärmestrahler sind als die Luft, welche durch Strahlung nur wenig sich abkühlt. Verschiedene Körper erkalten in verschiedenem Masse durch nächtliche Wärmeausstrahlung, wie die verschiedene Stärke der Taubildung an ihrer Oberfläche zeigt. Klimatologisch misst man die Intensität der nächtlichen Wärmeausstrahlung am zweckmässigsten durch ein Minimum-Thermometer unmittelbar über einem kurz geschorenen Rasen, und durch ein Thermometer, das auf den blossen Erdboden gelegt und kaum mit Erde bedeckt wird [1]). Der Unterschied zwischen der tiefsten Temperatur in der Luft und

[1]) In Klimaten, wo im Winter Schnee fällt, sind die Thermometer unmittelbar über der Schneedecke anzubringen und auf dem davon rein gefegten Erdboden.

jener der Luft unmittelbar über dem Rasen oder am Erdboden gibt ein Mass für die nächtliche Wärmestrahlung. Derartige Beobachtungen, obgleich leicht anzustellen, mangeln trotzdem noch aus vielen Klimaten, nur die englischen meteorologischen Stationen sind zumeist mit solchen Thermometern versehen.

In Wien gab durchschnittlich das frei über dem Rasen exponierte Minimum-Thermometer um folgende Beträge niedrigere Minima als das Minimum-Thermometer in der Beschirmung 4 bis 5 Fuss über dem Boden:

Frühling 1,3°, Sommer 1,8°, Herbst 1,3°, mittlere Monatsextreme im Frühling 2,1°.

Man kann daraus schliessen, dass schon bei einem mittleren nächtlichen Minimum der Lufttemperatur von + 2 bis 3° C. um Wien Reife eintreten können. In trockeneren Klimaten sind diese Differenzen noch erheblicher und es kann bei einer Luftwärme von 4—5° C. zur Reifbildung kommen, wenn die Heiterkeit des Himmels die Wärmeausstrahlung begünstigt und Luftruhe eine beträchtliche Temperaturdifferenz zwischen den Körpern in der Luft und der Luft selbst aufkommen lässt.

Schliesslich ist auch die Bodentemperatur ein beachtenswertes klimatisches Element. Es genügen aber für den klimatographischen Zweck Beobachtungen in den obersten Schichten bis zu 1—2 m Tiefe und an der Oberfläche selbst. In selten besuchten Gegenden oder an Orten, wo aus andern Gründen ein ganzes Jahr umfassende Beobachtungen der Lufttemperatur so bald nicht zu erwarten sind, kann die Bestimmung der Temperatur des Erdbodens in Tiefen von 10—20 m (bei Ausschluss von Wasserzutritt) zur Schätzung der mittleren Jahrestemperatur gute Dienste leisten [1]).

Da die täglichen Veränderungen der Temperatur im Erdboden kaum bis zu 1 m Tiefe reichen, so genügt in grösseren Tiefen schon eine einmalige tägliche Beobach-

---

1) Wild hat gezeigt, dass Boussingault im Unrecht war, wenn er in den Aequatorialgegenden die mittlere Bodentemperatur schon in $^1/_2$ m Tiefe finden zu können glaubte; es dürfte selbst dort eine Tiefe von 5 m und darüber nötig sein. Die Bodentemperatur darf ferner nicht mit der Lufttemperatur identifiziert werden, und man wird letztere kaum bis auf 1° sicher erhalten durch Messung der ersteren. Da aber von vielen Orten selbst eine so roh ermittelte Kenntnis der Lufttemperatur von grossem Interesse wäre, darf dieser Umstand nicht dazu verleiten, in den genannten Fällen die Bestimmung der Bodentemperatur in grösserer Tiefe zu verschmähen. Es gibt ja viele Orte, von denen wir jahrelange Beobachtungen der Lufttemperatur besitzen und deren Mittelwärme trotzdem kaum bis auf einen Grad sicher ist.

tung zur Erlangung guter Mittelwerte. Die Jahresmittel der Bodentemperatur in 1 m Tiefe sind durchschnittlich um 1° höher als jene der Lufttemperatur. Von da nimmt dann die Temperatur in der Regel konstant zu gegen das Erdinnere, im grossen Durchschnitt im Verhältnis von 1° auf je 30 m.

B. Atmosphärische Feuchtigkeit. Nächst der Temperatur ist das Mass der atmosphärischen Feuchtigkeit in gasförmiger oder kondensierter Form das wichtigste klimatische Element. Die Feuchtigkeitsverhältnisse eines Ortes aber sind im wesentlichen gegeben durch den Wasserdampfgehalt der Luft und die Quantität der Niederschläge.

1. Monatmittel des absoluten und relativen Wasserdampfgehalts der Atmosphäre. Zur Erkennung der täglichen Periode, welche bei der relativen Feuchtigkeit oft sehr gross ist, sind die Mittel der Beobachtungszeiten (für die Monate) wenigstens einer Morgen- und einer Nachmittagsstunde mitzuteilen. Dies ist auch deshalb wünschenswert, weil für die Ableitung wahrer Mittel der relativen Feuchtigkeit noch keine genügenden Anhaltspunkte gegeben sind. Der absolute Wasserdampfgehalt der Atmosphäre dagegen zeigt meist eine so geringe tägliche Schwankung, dass man sich mit den einfachen Monatmitteln begnügen kann (s. Tab. II, Kol. 1 bis 5). Die absolute Feuchtigkeit wird angegeben durch die Spannkraft des Wasserdampfes am Orte der Beobachtung, wie sie mittels des Psychrometers (oder eines der Taupunkthygrometer) gefunden wird. Da diese Spannkraft oder der Dampfdruck (auch Dunstdruck genannt) sehr häufig missverständlich gedeutet wird, so wäre es eigentlich besser, wenn statt dessen das Gewicht des Wasserdampfes im Kubikmeter Luft allgemein in die klimatischen Tabellen eingeführt würde. Im metrischen Masssystem gibt jedoch zufälligerweise die Spannkraft des Wasserdampfes, in Millimeter ausgedrückt, auch nahezu direkt das Gewicht des Wasserdampfgehaltes von einem Kubikmeter Luft an; wird z. B. bei 16° C. ein Dampfdruck von 9 mm beobachtet, so ist das Gewicht

des Wasserdampfes in einem Kubikmeter 9 g [1]). Vor allem andern aber muss man die noch verbreitete Ansicht fallen lassen, dass der beobachtete Dampfdruck das Gewicht der ganzen über dem Ort zur Zeit der Beobachtung befindlichen Wasserdampfmenge angibt. Das Barometer gibt allerdings den Druck der ganzen über dem Ort befindlichen Luftsäule an, nicht so das Hygrometer in Bezug auf den Wasserdampf. Die direkten Angaben des Hygrometers gelten nur für die nächste Umgebung des Instruments, sie lassen uns ganz im Unsichern über den Feuchtigkeitsgehalt der Luft schon in geringer Höhe über uns, oder in der weiteren Umgebung; nur das Mittel aus vielen Beobachtungen, oder der mittlere absolute Feuchtigkeitsgehalt der Luft an einem Orte lässt auch Schlüsse zu über den Wasserdampfgehalt in höheren Schichten, oder den gesamten Wassergehalt der ganzen Luftsäule über dem Ort.

Klimatologisch ist die relative Feuchtigkeit viel wichtiger als die Angabe des absoluten Wassergehaltes der Atmosphäre. Da die relative Feuchtigkeit nichts anderes ist als das Verhältnis der in der Luft vorhandenen Dampfmenge zu der bei der herrschenden Lufttemperatur überhaupt möglichen Menge, und die Lufttemperatur ohnehin nebenbei angegeben wird, so kann man stets, wenn es wünschenswert ist, aus der relativen Feuchtigkeit auf die absolute zurückschliessen. Die relative Feuchtigkeit ist es, welche auf die Vegetation wie auf Menschen und Tiere von tief eingreifendem Einfluss ist. Sie bestimmt neben der Temperatur auch das, was man die Evaporationskraft des Klimas genannt hat, die Stärke der Verdunstung, mit welcher das Wasserbedürfnis der Organismen proportional geht. Ein Dampfdruck von 9 mm z. B. sagt an sich klimatologisch sehr wenig, wenn man aber dazu weiss, dass die gleichzeitige Luft-

---

[1]) Um aus dem Dampfdruck das Gewicht des Wasserdampfes im Kubikmeter in Gramm zu erhalten, muss man ersteren mit einem von der Lufttemperatur abhängigen Faktor multiplizieren, der aber immer sehr nahe gleich Eins ist, wie die folgenden Zahlen ersichtlich machen:

Temp.	—10°	0	5°	10°	15°	20°	25°	30° C.
Faktor	1,110	1,060	1,040	1,022	1,005	0,987	0,971	0,955

temperatur 9,7° oder 20,6° C. war, so ist damit gegeben, dass im ersten Fall die Luft mit Wasserdampf gesättigt (relative Feuchtigkeit 100 %), also die Verdunstung ganz aufgehoben war, im zweiten Falle hingegen die Luft nur halb gesättigt (relative Feuchtigkeit 50 %) und daher eine lebhafte Verdampfung möglich war.

Nach Pettenkofer und Voit gibt ein Mensch täglich 900 g Wasser durch Haut und Lungen ab, davon kommen 0,6 oder 540 g auf die Haut allein, und es bringen schon Schwankungen von 1 % der relativen Feuchtigkeit merkliche Aenderungen in der Hautausdünstung hervor. Wird die Verdunstung durch Haut und Lungen verringert, so erhöht sich die Urinsekretion, sowie auch in vielen Fällen jene des Darmes. Plötzliche Schwankungen der Feuchtigkeit wirken deshalb sehr empfindlich auf einen kranken Organismus. Zunächst äussern sie sich durch plötzliche Vermehrung oder Verminderung des Blutdruckes. Zu einer vollständigen klimatographischen Beschreibung mit Rücksicht auf die Hygieine würde daher auch die Berechnung der Veränderlichkeit der relativen Feuchtigkeit nötig sein.

Das wasserärmere Blut in trockenen Klimaten wirkt als ein intensiveres Stimulans auf das Nervensystem und steigert dessen Funktionen; die Folgen sind Aufregung, Schlaflosigkeit. Diese Wirkung tritt auch anfänglich bei Gesunden ein, die in ein trockenes Klima oder ein Höhenklima kommen, sie äussert sich in einer gewissen Unruhe. Das Höhenklima ist selbst bei grösserer relativer Feuchtigkeit dem trockenen Klima tieferer Orte in dieser Beziehung gleichzustellen, weil der verminderte Luftdruck die Verdunstung steigert.

Feuchte Luft (sowie erhöhter Luftdruck) äussern folgende Einflüsse auf den Organismus: Herabstimmung der Funktionen des Nervensystems, ruhiger Schlaf, vermehrte Kohlensäureausscheidung, verlangsamte Blutbewegung. Dagegen hat trockene Luft (und verminderter Luftdruck) folgende Einflüsse: Nervöse Aufregung, Schlaflosigkeit, Pulsbeschleunigung, grössere Hauttrockenheit, Wärmeverminderung (Thomas, Beiträge zur Allg. Klimatologie. Erlangen, 1873).

Die Temperaturschwankungen äussern auf den Organismus einen verschiedenen Einfluss, je nachdem die Luft relativ feucht oder trocken ist. Bei hoher relativer Feuchtigkeit wirkt eine geringe Abkühlung schon sehr empfindlich und nachteilig, in trockener Luft dagegen ist dieselbe von keinem unangenehmen Gefühl und schädlichen Folgen begleitet (G. v. Liebig, Ventilation und Erwärmung in pneumatischen Kammern. München, 1869).

Die Bewohner der Wüsten und trockener Gegenden überhaupt vertragen ohne Unannehmlichkeit grosse Temperatursprünge, die in feuchteren Klimaten sehr schädlich wirken würden. Es sind demnach die Temperaturschwankungen in Bezug auf ihren Einfluss auf den Organismus in verschiedenen Klimaten nicht gleichwertig.

Ein neuerer Autor, der sehr verdiente Beobachter zu Davos Platz, W. Steffen, hat der relativen Feuchtigkeit allen Wert als klimatisches Element abgesprochen und will nur die absolute Feuchtigkeit als solches gelten lassen. W. Steffen sagt geradezu, die Prozente der relativen Feuchtigkeit können niemals mit dem Gefühl des Durstes, der Nässe oder Trockenheit, oder dem Betrag des bei der Atmung und der Transpiration verlorenen Wassers in Verbindung gebracht werden. Es kommt überall nur auf die absolute Feuchtigkeit an, denn die Luft wird in den Lungen wie an der Hautoberfläche bis zur Körpertemperatur erwärmt, und es wäre deshalb die relative Feuchtigkeit in Bezug auf die konstante Körpertemperatur von 37° C. in die klimatischen Tabellen einzuführen[1]). Die Veranlassung zu diesem Urteil haben dem Verfasser die klimatischen Verhältnisse von Davos gegeben, welches bei einer beträchtlichen relativen Feuchtigkeit und sehr niedrigen Temperatur im Winter dennoch manche Eigenschaften eines trockenen Klimas hat. Wir sehen die Ursache des scheinbaren Widerspruchs in dem niedrigen Luftdruck von 630 mm zu Davos, und nicht in der geringen absoluten Feuchtigkeit an sich; übrigens weist auch das Wintermittel der relativen Feuchtigkeit von 75,5 % schon auf ziemlich trockene Luft hin (Wien hat 82 % bei 745 mm Luftdruck).

Die Thatsache, dass die Luft in den Lungen bis zu 37° C. erwärmt wird, kältere Luft also stets relativ sehr trocken und zu grosser Wasseraufnahme geneigt wird, ist allerdings sehr beachtenswert; dass aber auch die Transpiration durch die Hautoberfläche und unser Feuchtigkeitsgefühl und Wasserbedürfnis bloss von der absoluten Feuchtigkeit abhängen soll und nicht von der relativen, dagegen sprechen alle Erfahrungen und Thatsachen. Die Luft hat bei uns in Mitteleuropa im Winter durchschnittlich einen geringeren absoluten Wasserdampfgehalt als in den heissen Wüstengegenden der Alten und Neuen Welt, und die Winterluft von Central- und Ostsibirien ist viel trockener als die trockenste Wüstenluft. Wo aber der Wasserverlust des Körpers und das Wasserbedürfnis grösser ist, darüber kann nach den zahlreichsten Zeugnissen keinen Augenblick ein Zweifel bestehen. Ebenso, dass wir auch für unser Gefühl und das Regime der Flüssigkeiten in unserm Organismus den Uebergang von der geringen absoluten Feuchtigkeit des Winters zu der zwei- bis dreimal grösseren des

---

1) Dazu würde der Faktor 2,143 in allen Fällen genügen.

Sommers trotzdem als einen Uebergang von feuchter zu trockener Luft empfinden, weil eben im Winter die Luft relativ feucht, im Sommer relativ trocken ist. Dass wir bei 0°, einer Dampfspannung von 4,6 mm (100 % relative Feuchtigkeit) und windiger Luft Nasskälte empfinden, dagegen bei derselben absoluten Feuchtigkeit, 25° Sommerwärme und bewegter Luft grosse Trockenheit, wird uns kein Räsonnement streitig machen können. Der kürzeste Ausdruck für das Verhältnis der in der Luft vorhandenen Feuchtigkeit zur herrschenden Lufttemperatur ist aber nichts anderes als die relative Feuchtigkeit. Dass eine relative Feuchtigkeit von 80 % bei 0° und bei 28° Luftwärme einen sehr verschiedenen Effekt auf den Organismus hat, wird niemand bestreiten, im Gegenteil wird ja die Forderung aufgestellt, dass auch die herrschende Lufttemperatur angegeben werden muss. Es fällt keinem klimatologischen Schriftsteller ein, eine relative Feuchtigkeit von 80% in den Tropen und in unserm Winter als gleichwertig zu betrachten. Wir halten also den Satz aufrecht, dass der grösste Teil der Wasserabgabe des Körpers an die Atmosphäre abhängt von der äusseren Lufttemperatur und dem Verhältnis der bereits in der Luft vorhandenen Wasserdampfmenge zu dem Maximum derselben, und glauben daher im Recht zu sein, wenn wir dabei stehen bleiben, in der Angabe der relativen Feuchtigkeit neben der Luftwärme den einfachsten und sprechendsten Ausdruck der Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft in Bezug auf das organische Leben zu erblicken und die Aufnahme dieses Faktors in die klimatischen Tabellen zu empfehlen[1]).

---

[1]) Ueber den physiologischen Einfluss der relativen Feuchtigkeit möge folgende Stelle aus E. Desors bekanntem Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten hier Platz finden:

L'un des traits physiologiques de l'Américain c'est l'absence d'embonpoint. Parcourez les rues de New York, de Boston, de Philadelphie, sur cent individus qui vous coudoient vous en rencontrerez à peine un qui ait de la corpulence; encore se trouvera-t-il le plus souvent que cet individu est un étranger ou d'origine étrangère. — Ce qui nous frappe surtout chez les Américains, c'est la longueur du cou; non pas, bien entendu, qu'ils aient le cou absolument plus long que nous; mais parce qu'étant plus grêle, il paraît d'autant plus allongé. A leur tour les Américains reconnaissent facilement l'Européen aux caractères contraires. — Desor führt dann aus, dass diese Unterschiede nicht allein das Resultat einer geringeren Entwickelung des Muskelsystems der Amerikaner ist, sie hängt auch vornehmlich ab von einer geringeren Entwickelung des Drüsensystems, welchen Umstand er der besondern Aufmerksamkeit der Physiologen empfiehlt. — Desgleichen ist die grosse nervöse Reizbarkeit, die hastige, rastlose Thätigkeit der Bewohner der Vereinigten Staaten der grösseren relativen Trockenheit des amerikanischen Klimas zuzuschreiben. Dass in dieser letzteren der Grund der oben angeführten Unterschiede zwischen dem Europäer und Amerikaner liegt, zeigt sich darin, dass schon die Einwanderer aus Europa diesen Einflüssen unterliegen, anderseits die Amerikaner in Europa bald an Korpulenz zunehmen.

Die Saharareisenden, namentlich aber Dr. Nachtigal, haben uns zwar in dem grossen Unterschiede, der zwischen den Bewohnern der Wüste und den Einwohnern des feuchten Sudan besteht, ein noch viel auffallenderes Beispiel des Einflusses der relativen Feuchtigkeit der Luft auf die körperlichen und geistigen Eigenschaften des Menschen gegeben, aber hier ist auch der Unterschied der absoluten Feuchtigkeit in der Wüste und im Sudan sehr gross, wenngleich sich durch Herbeiziehung anderer Beispiele zeigen liesse, dass es hauptsächlich auf die relative Feuchtigkeit ankommt. Die östlichen Vereinigten Staaten haben aber die-

2. Atmosphärische Niederschläge als Regen, Schnee (Hagel), Tau (Reif) (s. Tabelle Kol. 6 u. 7). Dieselben werden klimatologisch repräsentiert durch

a) die Monats- und Jahressummen der Wasserhöhe der gesamten Niederschläge [1]) (Schnee geschmolzen und wie der Regen als Wasserhöhe gemessen). Empfehlenswert ist noch die Angabe der Maxima der Wassermenge pro Tag und etwa auch pro Stunde.

b) Die Zahl der Tage mit Niederschlägen überhaupt (aber nur jener Tage, welche eine Niederschlagshöhe von mindestens 0,5 mm gegeben haben, die Tage mit Taufall sind also in unsern Klimaten wenigstens höchst selten mit einzurechnen). Die Zahl der Tage mit Niederschlägen ist ein klimatisches Element, welches stets neben den gemessenen Wassermengen selbst angegeben werden sollte, da es namentlich für die Vegetation von grösster Wichtigkeit ist, auf wie viele Tage sich die angegebene Niederschlagsmenge eines Monats verteilt hat. Neben erheblichen Regenmengen kann grosse Dürre bestehen, wenn der Regen an einem oder an wenigen Tagen gefallen ist, während die übrigen Tage bei höherer Temperatur trocken blieben.

Dividiert man die mittlere Zahl der Niederschlagstage eines Monats (oder auch eines kürzeren Zeitraums) durch die Gesamtzahl der Tage desselben, so erhält man einen Ausdruck für die Regenwahrscheinlichkeit in diesem Zeitabschnitt. So hat z. B. Wien im Juli durchschnittlich 13,3 Regentage, die Regenwahrscheinlichkeit ist demnach 0,43, der September hingegen hat nur 8,3 Regentage, die Regenwahrscheinlichkeit ist also 0,28, auf Lesina ist die Regenwahrscheinlichkeit im Sommer bloss 0,10. Während man also in Wien im Juli auf je zehn Tage vier Regentage rechnen muss, kommt im Sommer zu Lesina bloss ein Regentag auf die Dekade. Die Zahlen

---

selbe oder eine höhere absolute Feuchtigkeit, wie West- und Mittel-Europa (z. B. Philadelphia Winter 3,7, Sommer 15,0, Jahr 8,5 mm; Wien Winter 3,7, Sommer 10,6, Jahr 6,9; Oxford Winter 5,4, Sommer 10,1, Jahr 7,3. Hier liegt also offenbar, dass es die relative Feuchtigkeit ist, welche die Unterschiede in manchen körperlichen und geistigen Eigenschaften bedingt.

[1]) Es genügt vollkommen, die Niederschlagshöhe in ganzen Millimetern anzugeben.

der Regenwahrscheinlichkeit geben einen viel verlässlicheren Massstab dafür, ob ein Klima der Sommerdürre unterliegt, als die Regenmengen allein, sie sind deshalb für Pflanzengeographie und Fragen der Bodenkultur sehr wichtig.

Neben den Tagen mit Niederschlägen ist die Zahl der Tage mit Schneefall gesondert anzuführen, sowie die Höhe der Schneelage; auch die Dauer der Schneedecke, das Datum des ersten und letzten Schneefalls sind wünschenswerte klimatische Angaben. Desgleichen gehören hierher die Tage mit Hagel und die Tage mit Gewitter [1]); diese letzteren vervollständigen das klimatische Bild, wenn sie auch kein einflussreiches Element des Klimas sind.

C. Bewölkung. Wichtig ist der Grad der Bedeckung des Himmels mit Wolken. Derselbe ist in Hundert- oder Zehn-Teilen der ganzen Himmelsdecke auszudrücken, so dass also die Bewölkung 63 oder 6,3 z. B. anzeigt, dass 63 % des ganzen Firmaments von Wolken eingenommen war (s. Tabelle II, Kol. 8). Die blosse Angabe der Zahl der heiteren, wolkigen und trüben Tage, die noch vielfach üblich, ist zu wenig präcis als Ausdruck eines so wichtigen klimatischen Faktors. So lange wir nämlich der direkten Messung der Intensität der Sonnenstrahlung entbehren, ist die Angabe des mittleren Grades der Bewölkung in den einzelnen Monaten noch der einzige Anhaltspunkt zur Beurteilung der direkten Wirkung der Licht- und Wärmestrahlung in einem Klima. Der Grad der Himmelsbedeckung, die Bewölkung, zeigt meist eine ziemlich grosse tägliche Variation, es ist deshalb zur vollen Charakterisierung derselben empfehlenswert, auch die Monatmittel für die einzelnen Beobachtungszeiten, wenigstens für Morgen, Nachmittag und Abend anzugeben. In neuerer Zeit hat man angefangen, die Dauer des Sonnenscheins mittels des Campbellschen Sunshine recorder, den Stokes verbessert hat, direkt zu registrieren. Es bezeichnet dies einen grossen Fortschritt

[1]) Man ist übereingekommen, nicht die Zahl der Gewitter, sondern die Zahl der Tage mit Gewittern zu verzeichnen.

in der Messung eines der wichtigsten klimatischen Faktoren. Gegenwärtig liegen noch von zu wenigen Orten derartige Registrierungen vor, als dass dieses Element schon zu klimatographischen Schilderungen verwendet werden könnte (3jähr. Mittel für Wien siehe in Tabelle II, Kol. 8 b; Kol. 8 c gibt das Verhältnis zur möglichen Dauer des Sonnenscheins).

Der Nebel, die auf der Erde aufliegende Wolke, kommt klimatographisch nicht bloss deshalb in Betracht, weil er die Insolation ausschliesst, sondern auch als Quelle atmosphärischer Feuchtigkeit, die allerdings in den meisten Fällen keine messbare Niederschlagsmenge gibt, aber für die Vegetation dennoch letztere zum Teil ersetzen kann. Die Zahl der Nebeltage gehört deshalb zu den wesentlicheren klimatischen Faktoren; wünschenswert sind daneben Angaben über die Dauer der Nebeldecke, ob sie bloss morgens und etwa noch abends der Erde auflagert, oder zu gewissen Jahreszeiten selbst den ganzen Tag über anhält.

So wie der Nebel ersetzt auch der Tau in manchen Klimaten während der trockenen Jahresperioden den Regen und tränkt überall die Vegetation mit seiner Feuchtigkeit, ohne dass dieselbe in der gemessenen Niederschlagsmenge erscheint. Diese letztere gibt demnach nicht die ganze atmosphärische Wasserdampfkondensation an, welche der Vegetation zu gute kommt.

Es ist bisher nicht geglückt, ein allgemein anwendbares Instrument zur Taumessung (Drosometer) zu konstruieren; eine Hauptschwierigkeit liegt darin, dass die Quantität des Taueniederschlages von der Natur des Körpers abhängig ist, der der nächtlichen Erkaltung ausgesetzt wird. Um die Quantität des Wassers zu erhalten, welche sich auf den Pflanzenblättern niederschlägt, müsste man letztere selbst zur Taumessung verwenden. In den meisten Klimagebieten ist übrigens auch die Taumenge einer Nacht so gering, dass es überhaupt schwer hält, sie zu messen, bevor sie wieder verdunstet ist[1]. In manchen Tropengegenden, auch bei uns in Gebirgsthälern an manchen Sommermorgen, ist

[1] Dines fand in England die Wassermenge eines nächtlichen Taufalls auf Gras kaum 0,1 mm; er veranschlagt die gesamte jährliche Wasserhöhe des Tauniederschlages auf Gras zu 26 mm. Pechuël Lösche veranschlagt dagegen den Taufall einer günstigen Nacht an der Loangoküste auf 3 mm Niederschlagshöhe, und solcher Nächte gab es in der Trockenzeit viele.

jedoch der Taufall so reichlich, dass er die Wassermenge eines schwachen Regenfalls liefern kann; im trockenen Innern der Kontinente fehlt der Tau hingegen örtlich ganz.

D. Die Winde. Die Luftströmungen treten in mehrfacher Hinsicht als wichtige klimatische Faktoren auf. Zunächst ist es die Stärke der Bewegung der Luft selbst, ohne Rücksicht auf ihre Richtung, welche in Betracht kommt. Die Bewegung der Luft steigert die Verdunstung und die Austrocknung des Bodens und vermehrt dadurch das Wasserbedürfnis der Organismen. Häufig bewegte Luft erhöht das „Evaporationsvermögen" des Klimas. Dies ist die eine Seite, die andere besteht in der Wirkung des Windes auf das Wärmegefühl, auf die physiologische Temperatur, welche nicht durch das Thermometer angegeben wird. Winde wirken in den meisten Fällen erkältend durch raschere Wärmeentziehung, dieselbe niedrige Lufttemperatur, die bei Windstille leicht erträglich, ja behaglich ist, wird bei stärkerer Luftbewegung unerträglich oder wenigstens unangenehm. Der Wind, wenn nicht sehr feucht, macht auch sehr hohe Temperaturen viel erträglicher, indem er die Verdunstung steigert. Anderseits kann er dadurch für die Vegetation durch rasches Vertrocknen der zarteren Teile der Pflanzen schädlich werden. Klimate mit stärkerer Luftbewegung haben im allgemeinen auf den menschlichen Organismus eine anregende, die Thätigkeit begünstigende Wirkung; Klimate mit toter Luft einen abspannenden, die Lethargie begünstigenden Einfluss. Die stete Lufterneuerung durch den Wind ist an Orten, wo sich eine zahlreiche Bevölkerung dicht zusammendrängt, von nicht geringer hygieinischer Bedeutung.

Es wäre demnach sehr wichtig, die Klimate in Bezug auf die Stärke der Luftbewegung an sich miteinander vergleichen zu können. Leider ist dies gegenwärtig noch kaum möglich. Die Windstärke wird an den meisten meteorologischen Stationen bloss geschätzt, indem man mit 0 Windstille, mit 6 oder 10 (oder 12 zur See) die Luftbewegung des heftigsten Sturmes bezeichnet, für die zwischenliegenden Windstufen aber die zwischen-

liegenden Zahlen möglichst der Windstärke entsprechend wählt.

Es ist klar, dass man auf diesem Wege recht gut zur Kenntnis der täglichen und jährlichen Periode der Windstärke eines Ortes gelangen kann, dass aber die Schätzungen an verschiedenen Orten kaum miteinander vergleichbar sind, denn unwillkürlich wird jeder Beobachter die Windskala nach den an seinem Orte auftretenden Extremen der Windstärke auffassen. Aber selbst wo die Windstärke mit Anemometern gemessen und in Metern pro Sekunde angegeben wird, ist dieselbe so sehr von den zufälligen Eigentümlichkeiten des Aufstellungsortes des Anemometers abhängig, dass man in den meisten Fällen nicht die für den Ort im weitern Sinne geltende Stärke der Luftbewegung erhält. Aus diesem Grunde ist zuweilen die Schätzung noch der wirklichen Messung überlegen, indem erstere sich von den im weiteren Umkreis bemerkbaren Effekten der Luftbewegung leiten lässt, während die Messung nur für einen fixen Punkt gilt, der oft weit davon entfernt ist, die mittlere Luftbewegung zu repräsentieren. Dazu kommt noch der Uebelstand, dass selbst die besten der jetzt gebräuchlichen Anemometer nicht direkt vergleichbare Daten liefern, wenn sie von verschiedener Grösse und Form sind. Aus allen diesen Gründen entbehren wir jetzt noch vergleichbarer Beobachtungsresultate über die Stärke der Luftbewegung in den verschiedenen Klimaten [1]). (Tabelle II, Kol. 9 gibt die Monatmittel der Windgeschwindigkeit in der Stadt. Die Beobachtungen auf der Plattform eines 22 m hohen Turmes ausserhalb der Stadt in freier Umgebung lieferten ein mehr als 2 mal grösseres Jahresmittel, nämlich 5,7 m pro Sekunde.)

Es kommen nun noch die einzelnen Windrichtungen nach ihrer Häufigkeit und nach ihren Eigenschaften in Betracht; letztere sind oft sehr verschieden. Dadurch wird die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen zu einem wesentlichen klimatischen Faktor.

---

1) Die Schätzungen der Windstärke zur See, auf Segelschiffen wenigstens, liefern viel besser vergleichbare Resultate aus leicht ersichtlichen Gründen.

Für die meisten Zwecke genügt es, sich auf die Angabe der Häufigkeit der acht Hauptwinde zu beschränken, es gewinnt dadurch die Uebersichtlichkeit und Vergleichbarkeit der Resultate ausserordentlich. Macht sich einer der Zwischenwinde durch die Konstanz seiner Richtung und besonders charakteristische Eigenschaften auffallend bemerkbar, so mag er besonders ausserhalb der Windtafel angeführt werden. Nach einem Beschluss des internationalen Meteorologenkongresses (zu Wien 1873) werden die östlichen Winde, wenn sie bloss mit Buchstaben bezeichnet werden sollen, mit E bezeichnet (also Nordost mit NE etc.), weil in den romanischen Sprachen O für für West steht, und dadurch schon viele Missverständnisse entstanden sind.

Die Häufigkeit der verschiedenen Winde gibt man am zweckmässigsten in Prozenten der Gesamtzahl der Windbeobachtungen an, oder man dividiert die Häufigkeit jedes Windes durch die Zahl der täglichen Beobachtungen, so dass man die Anzahl der Tage erhält, die jeder Wind geweht hat. Diese Angaben sind für jeden Monat zu machen, nicht bloss für das ganze Jahr, denn in den meisten Klimagebieten herrscht eine mehr oder weniger stark ausgesprochene jährliche Periode der Windrichtung [1]).

An vielen Orten (an Küsten, in Gebirgsthälern) wechselt der Wind fast regelmässig mit der Tageszeit, der Morgen hat eine andere Windrichtung als der Nachmittag. Daher ist es daselbst unumgänglich, die Häufigkeit der Winde nach den einzelnen Tageszeiten der Beobachtung gesondert mitzuteilen. In den meisten Fällen wird es aber genügen, dies für grössere Zeitabschnitte, als die Monate sind, zu thun, für einen halbjährigen oder selbst ganzjährigen Zeitraum, denn die tägliche Periode ändert sich nicht wesentlich von Monat zu Monat.

Um den Einfluss der verschiedenen Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen auf das Klima eines Ortes untersuchen zu können, ist es ferner notwendig, die meteorologi-

---

[1]) Aus Raummangel haben wir die Windtafel für Wien weggelassen; es finden sich später Beispiele der Darstellung der Windverhältnisse genug.

schen Eigenschaften der Hauptwindrichtungen anzugeben. Es geschieht dies durch die Berechnung der sogen. Windrosen. Wenn man die jeder Windrichtung im Mittel zukommende Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung und Regenwahrscheinlichkeit berechnet, erhält man die sogen. thermischen, atmischen, nephischen und Regenwindrosen. Da der allgemeine meteorologische Charakter der Hauptwindrichtungen für grosse Länderstrecken sehr gleichförmig ist, so genügt die Berechnung einer oder weniger solcher Windrosen für die klimatische Charakterisierung eines grossen Territoriums. Lokale Ausnahmen kommen freilich vor, es können aber solche specifische Lokalwinde (Föhn, Scirocco, Bora) dann leicht speciell in ihren meteorologischen Effekten dargestellt werden.

In den zwischen den Grenzen der Tropenzone und dem inneren Polargebiete liegenden Klimagürteln sind es die Winde, die geradezu das Klima beherrschen, indem sie, je nach ihrer Herkunft, oft die gerade entgegengesetzen Witterungserscheinungen mit sich bringen und während ihrer Dauer aufrecht erhalten. Wenn im westlichen Europa längere Zeit hindurch nordöstliche und östliche Winde wehen, so bringen sie eine Invasion des trockenen heitern, im Winter kalten, im Sommer warmen Kontinentalklimas; herrschen umgekehrt südwestliche und westliche Winde, so dringt der Einfluss des Oceans weit in das Land hinein vor, und nasses, trübes, im Winter warmes, im Sommer kühles Wetter charakterisiert denselben. So sind es die Winde, welche die klimatischen Grenzen verwischen und die benachbarten Klimagebiete in steter Wechselbeziehung erhalten. Nur sehr wenige, z. B. durch hohe Gebirgszüge von ihrer Umgebung allseitig abgeschlossene Gebiete haben sozusagen ihr eignes Klima (Ostturkestan, Ostsibirien im Winter), fast überall, namentlich aber in den Grenzgebieten zwischen ausgeprägten dominierenden Klimatypen besteht die Witterung fast nur in einer fortwährenden Verschiebung der klimatischen Grenzen durch die Luftströmungen.

Dies gilt, wie gesagt, für die mittleren Breiten, in der Tropenzone sowie in dem inneren Polargebiete ver-

lieren die Winde diesen grossen Einfluss auf die Witterung, und die meteorologischen Windrosen geben dies dadurch zu erkennen, dass die Unterschiede zwischen den meteorologischen Mittelwerten für die einzelnen Windrichtungen sehr geringfügig werden und zur Bedeutungslosigkeit herabsinken.

E. **Der Luftdruck** und die Schwankungen desselben sind als klimatischer Faktor von untergeordneter Bedeutung, ganz im Gegensatz zu der wichtigen Rolle, welche dieses Element in der Meteorologie spielt.

Wenn es sich darum handelt, das Klima einzelner Oertlichkeiten zu beschreiben, kann man Luftdruckmessungen völlig entbehren. Denn soweit der Luftdruck auf die organischen Wesen Einfluss nimmt, ist derselbe hinlänglich genau aus der Seehöhe eines Ortes bekannt; ja man kann denselben genauer berechnen, als ihn gewöhnliche, nicht sorgfältig kontrollierte Beobachtungen abzuleiten gestatten. Wenn man berücksichtigt, dass z. B. im vierten Stockwerk eines Stadthauses schon ein um circa 2 mm niedrigerer Luftdruck herrscht als im Erdgeschoss, und dass viele Orte, auf unebenem Terrain erbaut, noch viel grössere Höhenunterschiede aufweisen, ohne dass deshalb klimatische Unterschiede sich fühlbar machen, so wird man daraus schliessen, dass es sich für rein klimatographische Darstellungen bloss darum handeln kann, den Luftdruck bis auf das Centimeter genau zu kennen.

Die Schwankungen des Luftdruckes an demselben Orte kommen gleichfalls klimatologisch kaum in Betracht, zum mindesten wird ihr Einfluss gern weit überschätzt. Die Luftdruckschwankungen sind an den allermeisten Orten der Erdoberfläche viel zu geringfügig, um von Einfluss auf die Organismen zu sein; Aenderungen des Luftdrucks von 20 mm im Verlaufe eines Tages kommen schon sehr selten und nur in gewissen Gegenden vor. Ihren Effekt auf den menschlichen Organismus kann man sich vorstellig machen, wenn man überlegt, dass derselbe auch dadurch hervorgebracht werden könnte, dass man im Laufe eines Tages ganz gleichmässig auf den Gipfel

eines bloss 200 m hohen Hügels gehoben würde. Es ist kaum zu erwarten, dass dies eine merkliche physiologische Wirkung haben dürfte[1]).

Der an einem Orte herrschende Luftdruck kommt klimatologisch nicht allein als solcher in Betracht, sondern auch als Mass der Luftverdünnung und vornehmlich noch durch den Einfluss auf die Verdunstung; die Abnahme des Luftdruckes steigert bekanntlich die Verdunstung, gleiche Temperaturen, gleiche Luftbewegung und relative Feuchtigkeit vorausgesetzt[2]).

In allen diesen Beziehungen aber ist eine genäherte Kenntnis des Luftdruckes zureichend. Sobald es sich aber darum handelt, die Wechselbeziehungen der verschiedenen Klimagebiete zu untersuchen, welche durch die Luftströmungen vermittelt werden, wird eine genaue Kenntnis des Luftdrucks notwendig. Es muss aber dann auch die Seehöhe des Beobachtungsortes genau bekannt sein, denn selbst in der Nähe des Meeresniveaus bedingt ein Höhenunterschied von circa 10 m schon eine mittlere Luftdruckdifferenz von 1 mm. Für die theoretische Klimatologie, welche die Ursachen der räumlichen Verteilung der verschiedenen Klimagebiete untersucht, ist es von grösster Wichtigkeit, von zahlreichen, möglichst gleichmässig über die Erdoberfläche verteilten Orten die Monatmittel des Luftdruckes zu kennen, weil von der Verteilung des Luftdruckes die vorherrschenden Windrichtungen abhängen und diese wieder auf die Verteilung der Luftwärme und Feuchtigkeit den grössten Einfluss nehmen. Es war aber nötig zu betonen, dass detaillierte Angaben über die Luftdruckverhältnisse eines einzelnen Ortes über das Klima desselben nichts aussagen, und dass Luftdruckangaben erst Wert erhalten, wenn man sie mit denen anderer Orte in gleicher Seehöhe vergleichen

---

1) Die Schwankungen des Luftdruckes haben keinen nachteiligen Einfluss auf die Gesundheit. Bei dem Gebrauch pneumatischer Kammern werden tägliche Veränderungen des Luftdruckes von 300 mm vorgenommen, ohne dass man erhebliche Zufälle der beteiligten Kranken erfahren hätte.
(Thomas „Beiträge".)

2) Die Verdampfungsgeschwindigkeit ist nach Stefan proportional dem Logarithmus eines Bruches, dessen Zähler der Luftdruck, dessen Nenner der um das Maximum der Dampfspannung verminderte Luftdruck ist.

kann. Auch dann sagen sie direkt nichts über das Klima selbst aus, sondern bilden nur die Basis zur Erklärung der Verteilung der andern klimatischen Faktoren.

F. Verdunstung. Der Gesamteffekt von Luftwärme, Luftdruck, relativer Feuchtigkeit und mittlerer Luftbewegung auf eine freie Wasseroberfläche im Schatten oder in der Sonne äussert sich in dem Betrage der verdunsteten Wassermenge.

Die Messung der Verdunstung würde deshalb für die Klimatologie von grosser Wichtigkeit sein, weil sie auch ein genähertes Mass für das Wasserbedürfnis der Organismen in jedem Klima liefern würde. Leider ist es ziemlich schwer, vergleichbare Messungen der Verdunstung anzustellen. Es würde sich zu diesem Zweck empfehlen, ganz gleichartige Verdunstungsmesser auf ganz gleiche Weise überall zu exponieren. Denn nur auf relative Werte kann es ankommen, absolute Werte kann man nicht verlangen, da dieselben von zu vielen Nebenumständen abhängen. Auch der Betrag der Verdunstung von einer ganz freien Wasseroberfläche in der Sonne ist unbestimmt, weil derselbe überdies von der Tiefe und der Grösse der Wasserfläche und manchen andern lokalen Verhältnissen abhängt. Am empfehlenswertesten sind die Verdunstungsmesser von Wild oder Piche (für die frostfreie Zeit). Den jährlichen Gang der Verdunstung zu Wien mag man aus Tabelle II, Kol. 10, ersehen.

G. Die Beschaffenheit der atmosphärischen Luft. Die Zusammensetzung der trockenen atmosphärischen Luft an den verschiedensten Teilen der Erdoberfläche ist ausserordentlich gleichförmig, so dass die gefundenen Unterschiede derselben meist unterhalb der Fehlergrenze der Luftanalysen bleiben. Die trockene atmospärische Luft ist bekanntlich ein Gemenge von 21 Volumteilen Sauerstoff und 79 Volumteilen Stickstoff, wozu noch ein veränderlicher, aber sehr geringer Prozentsatz (in unsern Klimaten circa 0,03) Kohlensäure kommt. In der gewöhnlichen feuchten atmosphärischen Luft ist aber auch noch Wasserdampf in sehr wechselnder Menge vorhanden;

die früher als klimatischer Faktor erwähnte Dampfspannung gibt ein einfaches Mass des Wassergehaltes der Luft. Dividiert man den Dampfdruck durch den Luftdruck, so erhält man den Wasserdampfgehalt der Luft in Volumprozenten. In feuchten Aequatorialgegenden, z. B. zu Batavia, wo der Dampfdruck 21 mm beträgt, steigt der Wassergehalt fast auf 3 Volumprozente[1]), im mittleren Europa aber selbst im Sommer (Dampfdruck circa 10 mm) nur auf 1,3 Volumprozente. Die direkt nachweisbaren Unterschiede in der Zusammensetzung der Luft in verschiedenen Klimaten beziehen sich demnach eigentlich nur auf den Wasserdampf; die Schwankungen des Kohlensäuregehaltes kommen kaum in Betracht.

Dr. Ucke hat berechnet, welchen Einfluss der Wassergehalt der Luft unter verschiedenen Klimaten auf die Sauerstoffaufnahme beim Atemprozess des Menschen hat. Der Wasserdampf wirkt hierbei wie eine Verdünnung der Luft. Er findet, dass bei normaler, mittlerer Atmung ein Mensch im feuchten Tropenklima von Madras monatlich 80,7 kg Sauerstoff zu sich nimmt, hingegen in London und Brüssel 87,3 und in dem noch wasserdampfärmeren Klima von Petersburg und Barnaul 90,4 bis 90,7 kg; ja in der sehr kalten Winterluft des letztgenannten Ortes steigt dieses Quantum sogar auf 99,2 (Januar). Es muss hierzu aber bemerkt werden, dass schon eine geringe Zunahme der Seehöhe eines Ortes, resp. die damit verbundene Abnahme des Luftdruckes in dieser Hinsicht den gleichen Effekt hat, wie die grösste tropische Luftfeuchtigkeit. So findet Ucke selbst für den Peissenberg in Bayern (Seehöhe 1000 m) die monatliche Sauerstoffmenge 79,2 kg, d. i. schon weniger als zu Madras. Eine erhebliche klimatische Bedeutung kann also dieser Wirkung des Wassergehaltes der Luft nicht zuerkannt werden.

Es existieren auch einige Messungen über den Kohlensäuregehalt der Luft in verschiedenen Klimaten.

Für das mittlere Europa geben die neueren, regelmässig und häufig ausgeführten Kohlensäurebestimmungen 0,03 Volumprozente, während man früher nach älteren Bestimmungen 0,04 annahm; auf dem Atlantischen Ocean fand Lewy im Mittel 0,05, im tropischen Südamerika 0,04, speciell zu Bogota (2650 m) 0,04 bis 0,05 Volum-

---

[1]) Genauer 2100 : 760 = 2,8 Prozent; die Zusammensetzung der Luft ist also dort 76,8 Volumprozente Stickstoff, 20,4 Sauerstoff und 2,8 Volumprozente Wasserdampf nebst einigen Hundertel Volumprozente Kohlensäure.

prozente (einige Male aber auch 0,10 bis 0,24, die in das Mittel nicht aufgenommen wurden). Saussure in den Alpen und namentlich die Brüder Schlagintweit in den Alpen und im Himalaya glaubten eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes mit der Höhe konstatieren zu können. Auf freien Erhebungen zwischen 3000 und 4000 m Seehöhe fand sich in den Umgebungen des Monterosa im Mittel ein Kohlensäuregehalt von 0,08 Volumprozenten. Auf Ballonfahrten hat man aber diese Zunahme nicht gefunden. Desgleichen haben Müntz und Aubin auf dem Gipfel des Pic du Midi (2877 m) im Mittel von sieben Augusttagen nur einen Kohlensäuregehalt von 0,0286 Volumprozenten gefunden, fast genau so viel, wie am Fuss desselben, so dass der Kohlensäuregehalt ganz gleichmässig verteilt erscheint.

Die Schwankungen im Sauerstoffgehalt fand Jolly zu München zwischen 21,0 und 20,5 Volumprozenten. Der geringste Sauerstoffgehalt wurde bei Süd-, Südwest- und Westwinden, der höchste bei Nord- und Nordostwinden gefunden. Ebenso fand Macagno zu Palermo bei Scirocco (Südwind) den Sauerstoffgehalt aussergewöhnlich gering (20,0 circa, gegen 20,8 im Mittel aus zahlreichen Bestimmungen).

Von den örtlichen Beimengungen oder Verunreinigungen der Luft gröberer Natur kommt in klimatischer Beziehung Staub und sogar Rauch in Betracht. Ersterer tritt in ausgedehntem Masse auf namentlich in dem trockenen Innern Asiens, Afrikas und Australiens, letzterer nur zeitweilig, aber regelmässig durch meist absichtlich hervorgerufene Gras- und Moorbrände. Beide Verunreinigungen verhalten sich ziemlich neutral gegenüber dem menschlichen Organismus. Es gibt aber noch andere Verunreinigungen der Luft viel feinerer Natur, welche sich den Sinnen gar nicht bemerklich machen und selbst durch chemische Analysen nicht nachweisbar sind, dabei aber dennoch durch ihren schädlichen Einfluss auf den menschlichen Organismus von grosser klimatischer Bedeutung werden. Diese krankmachenden Beimengungen der atmosphärischen Luft, welche sich meist auf die

unteren Schichten derselben beschränken, nennt man Miasmen. Während man sich diese Miasmen früher als giftige Gase dachte, ist es in neuerer Zeit höchst wahrscheinlich geworden, dass es organische Keime sind, welche, in den menschlichen Organismus aufgenommen, sich weiter entwickeln und vermehren, denselben krank machen, ja selbst in kurzer Zeit tödten können. Der Vegetation schaden sie nicht, ja gerade an den Orten, wo die Vegetation ihre höchste Ueppigkeit und Prachtfülle entfaltet, sind Miasmen am häufigsten und intensivsten zu finden. Höhere Wärme und Feuchtigkeit scheinen Bedingungen zur Entwickelung derselben zu sein; sie fehlen in ganz trockenen, wenn auch heissen Klimaten, in den Wüsten, ebenso in hohen und deshalb kühlen Gebirgsgegenden und in hohen Breiten.

Reine, namentlich von organischen Beimengungen freie Luft findet sich über dem Meere und an den Küsten, solange der Wind von der See her weht. Die Seeluft enthält etwas Salz (Verhaege fand in 2000 l 0,2 g Salz) und Spuren von Jod, welche durch den Geruch schon merklich werden. Auch die Wüstenluft ist rein und gesund, ferner die Luft hoher Gebirgsgegenden, welche dabei zugleich verdünnt ist. Der Regen wäscht die Luft aus, entfernt zeitweilig wenigstens die Verunreinigungen derselben und bringt frische reinere Luft aus den höheren atmosphärischen Schichten mit herab. Auf letztere Wirkung, welche namentlich starke Platzregen äussern, ist man erst in neuerer Zeit aufmerksam geworden; die vom Regen herabgestossene und mitgeführte Luft macht sich als lebhafter, oft stürmischer, nach auswärts wehender Wind vor und unter der Regenwolke bemerkbar.

Wie weit das Ozon eine klimatische Bedeutung hat, ist derzeit noch eine einigermassen streitige Frage. Es dürfte aber nicht zweifelhaft sein, dass die Luft örtlich und zeitlich stärker oxydierende Eigenschaften hat, sei es nun jene aktivere Modifikation des Sauerstoffs, die man Ozon nennt, oder Wasserstoffhyperoxyd, welchen dies zuzuschreiben ist. Das Vorhandensein von „Ozon“ in höherem Masse in der Atmosphäre ist ein Anzeichen, dass die Luft frei von organischen Beimengungen und Zersetzungsprodukten ist, denn die Ozonreaktion fehlt in bewohnten Räumen und in verdorbener Luft. Wir sind aber gegenwärtig noch nicht imstande, den „Ozongehalt“

Tabelle II. **Weitere klimatische Elemente von Wien.**

	Feuchtigkeitsverhältnisse 20 Jahre					Regen und Schnee		Bewölkung 0—10 (20 J.)	Mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden	Ditto in Prozenten der möglichen Dauer	Mittlere Windgeschwindigkeit, Meter pro Sekunde (6 J.)	Verdunstung mm (5 J.)	Ozon (20 J.)	
	Dampfdruckmittel	Relative Feuchtigkeit in Prozenten			Wahres Mittel	Menge (34 J.) mm	Tage 20 J.							
		6^h	2^h	10^h									Tag	Nacht
Dezember	3,7	86	77	86	83	40	12,4	7,3	51,4	20	2,4	18	3,1	5,5
Januar	3,6	87	77	86	84	35	12,8	7,2	86,1	31	1,7	13	3,2	5,8
Februar	3,8	84	70	83	80	36	11,2	6,7	100,8	35	2,6	27	4,2	6,0
März	4,4	81	58	76	71	43	13,1	6,2	141,8	38	2,2	39	4,2	6,2
April	5,7	76	48	68	63	42	12,3	5,2	140,3	34	2,4	71	4,6	5,7
Mai	8,2	76	49	71	64	64	13,0	5,1	221,4	47	2,0	87	5,2	5,4
Juni	10,0	75	50	71	64	66	12,7	4,9	234,7	49	2,4	93	5,2	5,6
Juli	10,9	75	48	70	63	65	13,3	4,5	290,1	60	2,2	113	5,3	5,3
August	11,0	79	50	73	66	72	11,8	4,5	212,5	48	2,1	94	5,1	5,4
Septbr.	9,3	82	53	75	69	45	8,3	4,5	156,9	42	2,0	77	3,9	4,5
Oktober	7,2	85	61	81	76	44	10,6	5,4	69,3	21	2,0	47	3,0	4,3
November	4,8	84	72	83	80	43	12,6	7,4	65,9	24	3,0	32	3,0	5,1
Jahr	6,9	80	59	77	72	595	144,1	5,7	1771,2	37	2,2	711	4,2	5,4
Kol.	1	2	3	4	5	6	7	8	8b	8c	9	10	11	12

der Luft wirklich zu messen, und die bisherigen Beobachtungsresultate mittels der sogen. Ozonometer gestatten kaum Vergleichungen und weitergehende Schlüsse (Resultate der Ozonmessungen in Wien nach der Skala von Schönbein 1—10 siehe Tabelle II, Kol. 11 u. 12).

Es ist wohl kein Zweifel, dass es noch manche Modifikationen in der Beschaffenheit der Luft gibt, die von Einfluss auf den menschlichen Organismus sind, aber bisher keine Beachtung gefunden haben. Wenn man berücksichtigt, welche ungeheure Menge von Luft der Mensch täglich zu sich nimmt (circa 10,000 l), so wird man es nicht mehr erstaunlich finden, dass geringe Spuren von gewissen Substanzen, der atmosphärischen Luft beigemengt, für die Gesundheit des Menschen schon von grosser Wichtigkeit werden können, namentlich da ihre Wirkung bei dauerndem Aufenthalt in solcher Luft sich von einem Tag zum andern summiert. Zu einer Prüfung der atmosphärischen Luft nach dieser Richtung hin sind kaum erst Anfänge gemacht worden.

Man ist vielfach geneigt, auch dem elektrischen Zustand der Atmosphäre einen Einfluss auf die Organismen zuzuschreiben. Selbst wenn ein solcher Einfluss unzweifelhaft konstatiert wäre, würde die Klimatologie doch nicht in der Lage sein, die Luftelektricität als klimatischen Faktor in Betracht zu ziehen. Die bisherigen Messungen derselben gestatten wohl einige Urteile über den täglichen und jährlichen Gang derselben an einigen wenigen Orten, aber eine Vergleichung über die absoluten elektrischen Kräfte in verschiedenen Klimaten ist derzeit noch nicht möglich. Auch weisen keinerlei Thatsachen darauf hin, dass dieselben klimatisch eine bemerkenswerte Rolle spielen.

Zum Schluss noch einige Bemerkungen über die Benutzung der sogen. pflanzenphänologischen Beobachtungen für klimatographische Zwecke. Es ist bisher nicht gelungen, zwischen dem Eintritt gewisser Entwickelungsphasen an Pflanzen und den ihnen vorausgegangenen Verhältnissen der Luftwärme strenge Beziehungen zu konstatieren, welche gestatten würden, umgekehrt aus

dem Eintritt einer gewissen Entwickelungsphase einer bestimmten Pflanzenspecies auf die vorausgegangenen Wärmeverhältnisse mit einiger Sicherheit zu schliessen. Es ist auch wenig Aussicht vorhanden, dass es gelingen dürfte, die Erscheinungen im Pflanzenleben als eine verlässliche Temperaturskala benutzen zu können. Dazu kommt noch die physiologische Anpassungsfähigkeit, welche die Pflanzen besitzen und die bei verschiedenen Arten auch verschieden stark entwickelt ist. In diesem Anpassungsvermögen ist es begründet, dass dieselbe Pflanze unter andern klimatischen Verhältnissen auch andre Anforderungen an das Mass der Wärme (und Feuchtigkeit) stellt, welche zur Erreichung eines bestimmten Entwickelungsstadiums ausreicht. „Die Birken am Nordkap belauben sich bei niedrigeren Temperaturen als die der Dresdener Heide und haben zu allen weiteren Entwickelungsstadien weniger Zeit und weniger Wärme nötig. Die nach Madeira eingeführten Buchen entblättern sich bei Temperaturen, welche unsere Buchen noch in vollem Laubschmuck treffen“ (O. Drude). Für jeden Ort hat also die Pflanze eigentlich ein etwas anderes Temperaturmass.

Dessenungeachtet möchten wir nicht anraten, die Beihilfe pflanzenphänologischer Beobachtungsresultate bei der Darstellung der örtlichen klimatischen Verschiedenheiten auf einem beschränkteren Territorium ganz zu verwerfen. Besonders in Gebirgsgegenden, wo grosse Verschiedenheiten auf kleinem Raum zusammengedrängt sind und die verschiedene Exposition der Berghänge gegen Sonne und warme Winde eine so grosse Rolle spielt, können phänologische Beobachtungen, welche so leicht ohne Instrumente und vielen Zeitaufwand anzustellen sind, wenigstens als Fingerzeige für bestehende Verschiedenheiten dort eintreten, wo regelmässige meteorologische Aufzeichnungen nicht zu erwarten sind. Wir stimmen vollständig Professor O. Drude bei, wenn er sagt[1]):

[1]) Anleitung zu phytophänologischen Beobachtungen. Isis, Jahrgang 1881. Wir empfehlen diese Anleitung bestens denjenigen, welche derartige Beobachtungen anstellen wollen.

„Trotz der Acclimatisationsfähigkeit bleibt noch ein beträchtliches Stück zeitlicher Verschiedenheit im Eintritt einer bestimmten Pflanzenphase in verschiedenen Klimaten übrig. Mit zunehmender geographischer Breite und Seehöhe tritt stets eine Verspätung der Entwickelungsphasen bei derselben Pflanze ein und diese kann, in Tagen ausgedrückt, den klimatischen Unterschied zweier der Vergleichung unterworfenen Orte verständlicher bezeichnen als deren Mitteltemperatur, zumal da der Ackerbau in seinen einzelnen Phasen an bestimmte Entwickelungsmomente der wilden Pflanzen und nicht an bestimmte Temperaturen anzuknüpfen pflegt. — Beobachtungen der Zeit, zu welchen an verschiedenen Orten auf kleineren Gebieten dieselbe Entwickelungsphase bestimmter Pflanzen eintritt, können einen klaren, verständlichen Ausdruck der Landeskulturfähigkeit abgeben."

Es lässt sich in der That nicht leugnen, dass eine gewisse leichtverständliche und nachdrückliche Charakterisierung klimatischer Unterschiede in den Resultaten der pflanzenphänologischen Beobachtungen liegt, durch welche wir z. B. erfahren, dass die Blütezeit im ersten Frühling (Aprilblüten zu Wien) zu Triest, Görz, Villa Carlotta um 20 bis 25 Tage gegen jene in Wien voraus ist, in Paris noch um 9 Tage, dagegen sich verspätet in Lemberg um 16 Tage, in Zlozow um 21 Tage; dass auf dem Plateau des Erzgebirges die Verspätung eine ebenso grosse ist wie zu Moskau (34 Tage) und dass diese Verspätung in den Alpen unter $46\frac{1}{2}°$ N. Br. in 1700 m Seehöhe 45 Tage beträgt, so viel wie in Petersburg. Zur Illustration bestehender klimatischer Verschiedenheiten, namentlich auf kleineren Gebieten, möchten wir daher die Resultate phänologischer Beobachtungen, d. h. die Mittelwerte der Eintrittszeit gewisser Entwickelungsstufen an gewissen Pflanzenarten, durchaus nicht verwerfen.

Wir verweisen noch auf die phänologische Karte von Mittel-Europa von Professor Hoffmann in Giessen und jene von Ungarn von Professor Staub, beide in Petermanns Geogr. Mittheilungen (1881 u. 1882).

ALLGEMEINE KLIMATOLOGIE.

DAS SOLARE ODER MATHEMATISCHE KLIMA

UND

DIE HAUPTFORMEN DES PHYSISCHEN KLIMAS.

I. Das solare Klima.

Denken wir uns die Erdoberfläche ganz vom Festland eingenommen und ohne Atmosphäre, also etwa in dem Zustande, in dem sich der Mond befindet, so würde die Wärmeverteilung auf derselben überall nur von der jedem Orte zukommenden Quantität der Sonnenwärme und dem Betrage der Wärmeausstrahlung daselbst abhängig sein. Da nun diese beiden Faktoren für alle Orte auf demselben Parallel- oder Breitekreise dieselben sein müssten, so würden die Erdgürtel gleicher Wärme, oder allgemeiner gleicher Energie der Sonnenstrahlung, mit den Breitekreisen zusammenfallen. Selbst die Existenz einer wasserdampffreien Atmosphäre würde an dieser Wärmeverteilung wenig ändern, bloss die absoluten Quantitäten der Wärme-Einstrahlung und -Ausstrahlung an der Erdoberfläche würden dadurch beeinflusst [1]).

Soweit das Klima nur von der Quantität der Sonnenstrahlung abhängt, welche einem Ort seiner geographischen Breite nach zukommt, wird es das solare Klima genannt. Unter den oben aufgestellten Bedingungen würde also auf der Erde bloss das solare Klima herrschen. Die Quantität der Sonnenstrahlung, welche täglich oder jährlich einem Orte zukommen würde, wenn keine Atmosphäre vorhanden wäre, lässt sich leicht direkt berechnen. Aber auch jene Quantitäten von Licht und Wärme, welche durch eine stets wolkenlose Atmosphäre durchstrahlen würden, lassen sich daraus ohne wesentliche

---

1) Es würden allerdings Konvektionsströmungen auftreten, da aber kein Grund vorhanden wäre, dass warme oder kalte Luftströme in gewissen Meridianen häufiger auftreten würden als in andern, so könnte die zonale Verteilung der Temperatur nach Breitekreisen dadurch nicht gestört werden.

Schwierigkeit ableiten. In der Wirklichkeit wird nun allerdings durch die örtlich und zeitlich sehr verschiedene Heiterkeit der Atmosphäre, genauer deren verschiedene Durchsichtigkeit und Durchwärmigkeit (Diathermansie), die direkte Strahlung der Sonne auf die Erdoberfläche wesentlich beeinflusst, und zugleich hängt der Wärmezustand der Luft an einem Orte nicht allein von der daselbst stattfindenden Wärme-Ein- und Ausstrahlung ab, sondern auch von dem Wärmeaustausch, der in Form von Luft- und Meeresströmungen zwischen verschieden erwärmten Orten der Erdoberfläche sich einstellt. Die Folge davon ist, dass, wie bekannt, die Luftwärme durchaus nicht mehr an allen Orten desselben Breitegrades dieselbe ist, namentlich nicht in höheren Breiten, ja selbst die direkte Strahlung der Sonne ist an der Erdoberfläche nicht mehr auf demselben Parallel die gleiche. Trotzdem muss das solare Klima die Grundlage bilden selbst für die Darstellung der thatsächlichen Verteilung der Luftwärme auf der Erdoberfläche, weil ja doch alle Wärmeerscheinungen auf derselben von der Sonnenstrahlung herrühren und die einfachsten Gesetze der Verteilung dieser letzteren in erster Linie auch für jene massgebend sind. Ausserdem ist der Betrag der direkten Sonnenstrahlung an heiteren Tagen (also das Maximum derselben) für jeden Ort durch das solare Klima gegeben, da die Strahlung zwar durch die Himmelsbeschaffenheit vermindert, aber nicht erhöht werden kann [1]).

Ptolemäus und die alten Geographen haben in der That ihre klimatischen Zonen bloss mit Rücksicht auf die Beleuchtungsverhältnisse abgegrenzt. Das Wort Klima (von κλίνειν, neigen) weist noch darauf hin, dass damit nur die von der Neigung der Erdachse abhängigen Unterschiede der Bestrahlung bezeichnet werden sollten. Die Klimate des Ptolemäus waren Zonen, in welchen successive vom Aequator bis zum Polarkreis die Dauer des längsten Tages um eine halbe Stunde zunahm. Sie waren deshalb von sehr ungleicher Breite, das erste Klima um-

---

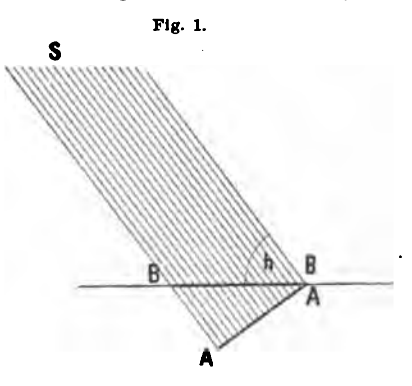
[1]) Die ganz unwesentliche Einschränkung, welcher dieser letztere Satz bedarf, wird noch zur Sprache kommen.

fasste 8½ Breitegrade, das fünfzehnte nur mehr 1° (von 61° bis 62° Breite), das vierundzwanzigste sogar nur mehr 3 Minuten.

Die Gesetze, nach denen die Intensität und Quantität der Sonnenstrahlung mit der geographischen Breite sich ändern, sind von Halley, Lambert und Meech erforscht worden. Es sollen hier nur die wichtigsten Ergebnisse dieser mathematischen Untersuchungen angeführt werden.

Die Intensität und Quantität der Strahlung, welche ein Ort der Erdoberfläche von der Sonne erhält, hängt ab von dem Einfallswinkel der Strahlen (oder von der Sonnenhöhe) und von der Dauer der Bestrahlung, d. i. von der Tageslänge. Das Gesetz, nach welchem die Intensität der Beleuchtung und Erwärmung von dem Einfallswinkel der Strahlen abhängt, ist aus der Physik bekannt und wird durch beistehende Zeichnung erläutert. Die Fläche B erhält eine geringere Bestrahlung in dem Masse, als diese Fläche grösser ist als die demselben Strahlenbündel S senkrecht (normal) entgegengestellte Fläche A. Es verhält sich die Intensität der Bestrahlung I′ auf der Fläche B zu jener I auf der Fläche A verkehrt wie die Grösse dieser Flächen, also

Fig. 1.



$$I' : I = A : B \text{ oder } I' = I\,(A:B) = I \sin h,$$

wenn die Strahlen den Winkel h mit der Horizontalen bilden.

Die Intensität der Bestrahlung ändert sich also proportional dem Sinus der Sonnenhöhe.

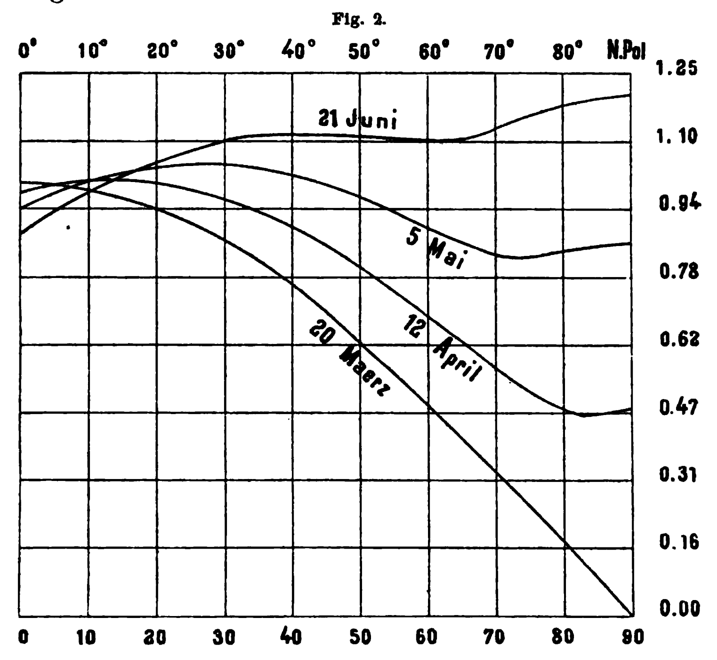
Die grösste Höhe, welche die Sonne am Mittag erreichen kann, nimmt mit der geographischen Breite ab,

sie ist gleich der Aequatorhöhe + 23 ½ ° [oder (90° weniger der geogr. Breite) + 23 ½]. Würde die Sonne stets am Aequator bleiben, also auch Tag und Nacht überall auf der Erde gleich sein, wie dies zur Zeit der Aequinoktien in der That der Fall ist, so würde sich die Bestrahlung in einem sehr einfachen Verhältnis mit der geographischen Breite ändern, nämlich direkt mit dem Sinus der mittäglichen Sonnenhöhe, welche, wenn die Sonne im Aequator steht, gleich ist der Höhe des Aequators über dem Horizont (oder 90° weniger der geogr. Breite). Da dies für alle Tage des Jahres gelten würde, so würde auch die Quantität der jährlichen Sonnenstrahlung mit dem Sinus der Aequatorhöhe oder dem Kosinus der geographischen Breite sich ändern. Da nun die Sonne sich nicht weit vom Aequator entfernt und die stärkere Bestrahlung im Sommer durch die geringere im Winter zum Teil kompensiert wird, so gilt dieses eigentlich nur für die Zeit der Aequinoktien aufgestellte Gesetz der Wärmeverteilung angenähert auch noch für die Verteilung der jährlichen Quantitäten der Strahlung bis zu einer geographischen Breite von 25° (wenn man einen Fehler von 1 Prozent zugibt).

Dass aber für höhere Breiten dieses einfache Gesetz der Verteilung der jährlichen Summe der Sonnenstrahlung nicht mehr gelten kann, zeigt schon die einfache Ueberlegung, dass dann dem Pol gar keine Strahlung zukäme, während er in der That, freilich nur für eine kürzere Zeit, wegen seiner langen Sommertage eine sehr beträchtliche Strahlenmenge erhält. Das Gesetz, nach welchem die tägliche Licht- und Wärmemenge über die Erdoberfläche verteilt ist, wenn die Sonne ausserhalb des Aequators steht, ist ein sehr kompliziertes, weil die gegen den einen Pol hin rasch zunehmende Tageslänge das schiefere Einfallen der Sonnenstrahlung endlich mehr als bloss ersetzt. Es entstehen dadurch zwei Maxima der täglichen Wärmesummen, eines in niedrigeren Breiten und eines am Pol selbst. Die beistehende Zeichnung zeigt (nach Wiener) die Verteilung der täglichen Sonnenstrahlung vom Aequator bis zum Nordpol am 20. März,

12. April, 5. Mai und 21. Juni. Die relativen Intensitäten der Strahlung sind am rechten Rande der Figur beigeschrieben.

Fig. 2.



Man sieht, dass am 21. Juni die beiden Maxima der Bestrahlung den Breitegrad von 43 ½ und den Pol treffen, unter 62° tritt ein kleines Minimum der Bestrahlung ein, aber immerhin ist auch hier noch die Bestrahlung erheblich grösser als gleichzeitig am Aequator; von 43 ½° Nord bis zum südlichen Wendekreis nimmt die Bestrahlung kontinuierlich bis auf Null ab. Setzen wir die Strahlenmenge, welche der Aequator am 20. März erhält, gleich 1000, so wird die relative Verteilung der Strahlenmengen am 21. Juni durch folgende Zahlen [1]) in ihren wichtigsten Momenten ausgedrückt:

---

1) Wählen wir die Wärmemenge, welche 1 g Wasser um 1° C. zu erwärmen vermag, zur Wärmeeinheit, so repräsentieren die obigen Zahlen innerhalb der

Nordpol	62°	43½°	Aequator	66½° S.
1203	1092	1109	881	0

Die Bestrahlung des Pols ist demnach am 21. Juni um mehr als 20 % grösser als die grösste, die der Aequator je erhält, und um 36 % grösser als die am Aequator gleichzeitig stattfindende Bestrahlung. Ueberhaupt ist an jenem Pol, der sein Sommerhalbjahr hat, die Bestrahlung während 28 Tagen vor und nach der Sonnenwende, also durch 56 Tage, stärker als an irgend einem andern Punkt der Erde und während 84 Tagen grösser als die gleichzeitige am Aequator (für den Nordpol vom 10. Mai bis 3. August).

Die Intensität der Bestrahlung der südlichen Hemisphäre während ihres Sommerhalbjahres ist etwas grösser als die der nördlichen, im Winterhalbjahr verhält es sich umgekehrt. Es rührt dies davon her, dass die Erde sich im Sommer der südlichen Hemisphäre in der Sonnennähe befindet, hingegen in der Sonnenferne während des Sommers der nördlichen Hemisphäre. Der Unterschied der Intensität der Sonnenstrahlung in den extremsten Fällen am 1. Januar (Perihel) und am 3. Juli (Aphel) beträgt circa 1/15 der gesamten Strahlung[1]). Dieser Unterschied ist hinlänglich gross, um direkt sich fühlbar zu machen. Die starke Temperaturänderung, welche man fühlt, wenn man im südlichen Sommer aus dem Schatten in die Sonne tritt, setzt die nach Australien und Neuseeland kommenden Einwanderer in Erstaunen (Dove). Die Er-

---

Unsicherheit, welche über den absoluten Betrag der Sonnenstrahlung noch herrscht, auch die täglichen Wärmesummen für eine Fläche von einem Quadrat-Centimeter. Sie könnten demnach als absolute Wärmemengen angesehen werden. Die Sonnenkonstante, welche ihnen zu Grunde liegt, ist 2,16 (Wärmeeinheiten pro Quadrat-Centimeter und Minute). Wollte man Violles Solarkonstante zu Grunde legen, so wären alle Zahlen um 18 % zu erhöhen (2,56 : 2,16). Langley ist aber der Ansicht, dass auch Violles Resultat noch zu gering ist und dass die Wärmemenge, welche die Sonne der Fläche von einem Quadrat-Centimeter pro Minute ausserhalb der Atmosphäre zusendet, vielleicht 3 Kalorien erreicht. Es ist deshalb vorderhand zweckmässig, bei der Einheit 1000 zu bleiben.

[1]) Bezeichnen wir die Excentricität mit ε, so ist die Entfernung in der Sonnennähe $1-\varepsilon$, in der Sonnenferne $1+\varepsilon$, die Intensitäten sind aber den Quadraten der Entfernungen verkehrt proportional, daher ist die Intensität im Perihel $\left(\frac{1+\varepsilon}{1-\varepsilon}\right)^2$, wenn die im Aphel $= 1$ gesetzt wird, oder genähert $1+4\varepsilon$. Da nun ε gegenwärtig circa $1/60$ beträgt, so resultiert daraus das im Text angeführte Verhältnis.

hitzung des Bodens und die Temperaturmaxima sind in Australien und Südafrika grösser als unter gleichen Breiten in der nördlichen Hemisphäre, trotz der (aus andern Gründen) erheblich geringeren mittleren Sommerwärme.

Die Intensitäten der Sonnenstrahlung in verschiedenen Punkten der Erdbahn sind den Quadraten der Entfernungen umgekehrt, oder den Quadraten des scheinbaren Sonnenhalbmessers direkt proportional. Wollte man deshalb die Bestrahlung des Südpols am 21. Dezember kennen, so erhält man sie durch eine einfache Rechnung mittels der scheinbaren Halbmesser der Sonne, die einem astronomischen Kalender zu entnehmen sind. Der Halbmesser der Sonnenscheibe erscheint am 21. Juni unter einem Winkel von 946 Sekunden, am 21. Dezember unter einem Winkel von 978″, man hat daher:

$$\text{Bestrahlung des Südpols am 21. Dezember} = 1203 \left(\frac{978}{946}\right)^2 = 1286.$$

Der Südpol erhält also dann um 80 Strahlungseinheiten mehr als der Nordpol am 21. Juni.

Durch den Einfluss der Aenderungen in der Entfernung der Sonne wird der jährliche Gang der Bestrahlung unsymmetrisch in beiden Jahreshälften, und in den niedrigeren Breiten, wo die jährliche Aenderung geringfügig ist, wird die ganze Form der Jahreskurve dadurch wesentlich modifiziert.

Die folgende kleine Tabelle auf S. 64 gibt die Wärme- (oder Licht-) Summen für die Solstitien und für die Zeiten der Zenithstände der Sonne unter dem Aequator sowie unter 15° und 20° Nord- und Süd-Breite.

Am Aequator hat die Sonnenstrahlung eine doppelte Periode, zwei Maxima um die Zeiten der Aequinoktien und zwei Minima zur Zeit der Solstitien. Die Ungleichheit dieser Extreme rührt her von der verschiedenen Sonnenferne in den verschiedenen Perioden des Jahres[1]).

[1]) Die Aenderung der Entfernung der Sonne ist einflussreich genug, um auch den Eintritt der extremen Bestrahlungen merklich zu verschieben. Das erste Maximum tritt schon etwas vor dem 20. März ein, das zweite erst am 14. Oktober (statt am 23. September, wo die Sonne kulminiert).

Geogr. Breite	21. Dez. Betrag der Sonnenstrahlung	Kulmination		21. Juni Betrag der Sonnenstrahlung	Kulmination	
		Zeit	Betrag d. Sonnenstrahlg.		Zeit	Betrag d. Sonnenstrahlg.
20° N.	677	20. Mai	1041	1045	23. Juli	1034
15° N.	749	1. Mai	1017	1012	12. Aug.	1008
Aequator	942	20. März	1000	881	23. Sept.	988
15° S.	1081	8. Febr.	1061	701	3. Nov.	1053
20° S.	1116	20. Jan.	1101	633	21. Nov.	1094

Der grösste Unterschied der Bestrahlung beträgt aber am Aequator bloss 12 %. Auch noch in dessen Umgebung bis zu circa 12° Nord- und Süd-Breite existiert eine doppelte Jahresperiode, unter 15° Breite ist dieselbe schon einfach, wie obige Zahlen ersichtlich machen. Die Intensität der Bestrahlung in diesen Breiten ist während des ganzen Sommerhalbjahrs beinahe konstant. Unter 20° Breite ist der Unterschied der extremen Bestrahlungen schon 368 und 483, drei bis viermal grösser als am Aequator.

Wie ausserhalb der Wendekreise mit wachsender Breite die Unterschiede zwischen der Bestrahlung im Sommer- und Wintersolstitium zunehmen, ersieht man aus folgenden Zahlen, welche die Tagessumme der Sonnenstrahlung für je 10 Breitegrade und für den 21. Juni und 21. Dezember angeben.

Nördliche Hemisphäre.

	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. Juni	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
21. Dez.	520	355	197	56	0	0	0
Diff. . .	568	752	908	1037	1130	1184	1202

Südliche Hemisphäre.

	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. Dez.	1163	1183	1180	1168	1207	1265	1284
21. Juni	487	332	184	52	0	0	0
Diff. . .	676	851	996	1116	1207	1265	1284

Da der zweite Faktor, von dem die Temperatur abhängt, die Ausstrahlung, mit wachsender Breite zunimmt,

so sind die Temperaturunterschiede zwischen Winter und Sommer noch viel grösser, als aus obigen Differenzen allein folgen würde.

Die kleine Tabelle zeigt auch, dass im solaren Klima die Gegensätze der Bestrahlung zwischen Winter und Sommer auf der südlichen Erdhälfte grösser sind als auf der nördlichen, circa um 9 bis 8 %, dazu käme noch die längere Dauer der Ausstrahlung im südlichen Winter, der um circa 8 Tage länger ist als auf der nördlichen Hemisphäre. Das solare Klima der südlichen Halbkugel ist demnach extremer als das der nördlichen.

Der jährliche Gang der Luftwärme an der Erdoberfläche ist zwar in erster Linie von der Sonnenwärme, ausserdem aber noch von vielen sekundären meteorologischen Erscheinungen abhängig, welche verhindern, dass derselbe dem jährlichen Gang der Bestrahlung vollkommen parallel geht. Namentlich in niedrigeren Breiten, wo die jährlichen Aenderungen gering sind, können sekundäre Erscheinungen, wie z. B. der Eintritt der Regenzeiten, den solaren jährlichen Gang der Wärme erheblich stören. In höheren Breiten fallen zwar die extremen Werte der Lufttemperatur mit jenen der Sonnenstrahlung näher zusammen, überall jedoch verspäten sich die ersteren gegen die letzteren, und zwar durchschnittlich um einen Monat.

Die direkte Berechnung der Jahressumme der Sonnenstrahlung für verschiedene Breitegrade ist eine viel schwierigere Aufgabe, als die Berechnung der täglichen Wärmestrahlung. Man kann keine einfache Formel aufstellen, aus welcher direkt diese Jahressummen bequem berechnet werden könnten [1]).

Man kann jedoch auf indirektem Wege ohne höhere

---

[1]) Eine Näherungsformel, welche die Jahressumme der Strahlung W für jeden Breitegrad bis zum Polarkreis zu berechnen gestattet, ist folgende (nach Haughton mit einigen Umstellungen und Abkürzungen):

$$W = C \cos \varphi \, (1 + 0{,}04366 \operatorname{tang}^2 \varphi + 0{,}00049 \operatorname{tang}^4 \varphi).$$

C ist die jährliche Strahlungssumme, die der Aequator erhält; φ die geographische Breite. Die Formel gilt nicht mehr für Breiten, wo die Sonne 24 Stunden über dem Horizont bleiben kann.

Rechnungen auf folgende Weise zur Kenntnis derselben (oder auch der Wärmesummen einzelner Jahresperioden) gelangen.

Man berechnet mittels der im Anhange angegebenen Formel die Intensitäten der Sonnenstrahlung für halbe Monate oder noch besser für Dekaden und verzeichnet den jährlichen Gang der Sonnenstrahlung, indem man die berechneten Werte der Reihe nach in gleichen Abständen als Ordinaten über einer geraden Linie (der Abscissenachse) aufträgt. Verbindet man die Endpunkte dieser Ordinaten durch eine aus freier Hand gezeichnete Kurve, so erhält man eine Fläche, deren Inhalt der Jahressumme der Sonnenstrahlung proportional ist. Bestimmt man den Flächeninhalt dieser Figur mittels des Planimeters und dividiert ihn durch den Flächeninhalt des Rechteckes, dessen eine Seite die Länge des Jahres in dem gewählten Massstabe, die andere (Ordinate) die Einheit der Wärmestrahlung ist, so erhält man die Jahressumme der Sonnenstrahlung. Auf analoge Weise würde man auch Summen der Monate und Jahreszeiten aus derselben Figur ableiten können. Man könnte auch die Jahreskurve, sowie das erwähnte Rechteck, in grösserem Massstabe auf ein starkes, aber gleichförmiges Papier zeichnen, ausschneiden und die Flächen wägen, der Quotient aus den Gewichten ist der Jahressumme der Sonnenstrahlung proportional.

Die folgende kleine Tabelle auf S. 67 enthält für jeden fünften Breitegrad die Jahressumme der Sonnenstrahlung, ausgedrückt in Thermaltagen nach Meech. Die Einheit ist die Wärmemenge eines mittleren Aequatorialtages.

Der Pol erhält demnach 41 1/2 % der Wärmemenge, welche dem Aequator zukommt, während er, wenn die Sonne am Aequator bliebe, gar keine Bestrahlung erhalten würde. Je grösser die Schiefe der Ekliptik, eine desto grössere Wärmemenge erhält der Pol [1]). Die kleine Tabelle zeigt ferner, dass in der Nähe des Aequators,

[1]) Wenn die Schiefe der Ekliptik ihren Maximalwert von 24° 50,5′ erreicht, so erhält der Pol 160,0 Thermaltage, um 8,4 mehr als gegenwärtig, der Aequator um 1,7 weniger, um den 40.° herum ist die Aenderung Null.

sowie in der Nähe des Pols die jährliche Wärmemenge nur wenig mit der Aenderung der Breite variiert; am raschesten ist die Aenderung zwischen dem 50. und 60. Breitegrad.

Jahressumme der Sonnenstrahlung.
Aequator = 365,24 gesetzt.

Breite	Thermaltage	Differenz	Breite	Thermaltage	Differenz
5	364,0	1,2	50	249,7	20,1
10	360,2	3,8	55	228,8	20,9
15	353,9	6,3	60	207,8	21,0
20	345,2	8,7	65	187,9	19,9
25	334,2	11,0	70	173,0	14,9
30	321,0	13,2	75	163,2	9,8
35	305,7	15,3	80	156,6	6,6
40	288,5	17,2	85	152,8	3,8
45	269,8	18,7	90	151,6	1,2

Beide Hemisphären erhalten (wie schon Lambert nachgewiesen) unter gleichen Breiten gleiche jährliche Wärmemengen, trotz dem Unterschiede der Intensität der Bestrahlung in den gleichen Jahreszeiten. Während der südlichen Deklination der Sonne (dem Sommer der südlichen Halbkugel) ist zwar die Bestrahlung intensiver, aber die Sonne verweilt auch um nahe 8 Tage weniger lang auf der Südseite des Aequators als auf der Nordseite, weil die Erde in der Sonnennähe sich rascher in ihrer Bahn bewegt als in der Sonnenferne. Die Astronomie lehrt, dass die Winkelgeschwindigkeit der Erde in ihrer Bahn im umgekehrten Verhältnis des Quadrats ihrer Entfernung von der Sonne variiert, d. i. also genau in demselben Verhältnis wie die Intensität der Sonnenstrahlung. Die Wärmezufuhr während eines gewissen Zeitteilchens ändert sich in jedem Punkte der Bahn genau in demselben Verhältnis, in welchem die Länge der Erde während desselben wächst, so dass gleichen Winkeln des Radius Vectors auch stets gleiche Wärmezufuhr entspricht. Ziehen wir von was immer für einem Punkt der Erdbahn eine Linie durch die Sonne zum gegenüberliegenden Punkt,

so wird die Erdbahn in zwei Teile zerlegt, welchen gleiche Quantitäten der Strahlung der Sonne zukommen. Die Ungleichheit der Intensität der Strahlung in den zwei Bahnteilen wird genau kompensiert, auch die entgegengesetzte Ungleichheit in der Länge der Zeit, welche die Erde braucht, um dieselben zu durchlaufen. So kommt es, dass die nördliche Halbkugel in ihrem Sommerhalbjahre die gleiche Strahlenmenge erhält als die südliche in ihrem Sommerhalbjahre; dasselbe gilt dann auch für die Winterhalbjahre, ja selbst für die astronomischen und meteorologischen Vierteljahre.

Die mittlere Intensität der Bestrahlung der ganzen Tropenzone (bis zum Wendekreis) ist nach Meech 356,2 Tage, jene der gemässigten Zone 276,4 und der Polarzone 166,0, durchschnittlich aber für die ganze Erde 299, d. i. $^5/_6$ der Bestrahlung des Aequators.

Unter den Resultaten, welche die bisherigen Versuche einer Messung der absoluten Intensität der Sonnenstrahlung ergeben haben, hat gegenwärtig das von Violle die grösste Wahrscheinlichkeit für sich. Violle fand, dass die Sonnenstrahlung an der Grenze der Atmosphäre in einer Minute pro Quadratcentimeter 2,5 Wärmeeinheiten beträgt [1]). Der Querschnitt des Strahlenbündels, welches der Erde zukommt, hat den Flächeninhalt eines grössten Kreises der Erdkugel, das ist $^1/_4$ der Erdoberfläche, die gesammte Wärmemenge, welche die Erde in einem Jahre erhält, ist demnach:

$$2{,}5 \times 60 \times 24 \times 365{,}2 \times R^2\pi = 1676 \times 10^{21} \text{ Kalorien}$$

oder mehr als $1\,^1/_2$ Quatrillionen Wärmeeinheiten (Kubikcentimeter und Celsius-Grade); diese Wärmemenge würde genügen, eine Eisschichte von 4481 Centimeter Dicke über der ganzen Erdoberfläche zu schmelzen.

Der Einfluss der Atmosphäre der Erde auf den Betrag und die Beschaffenheit der Sonnenstrahlung an ihrer Oberfläche ist ein zweifacher, ein quantitativer und ein qualitativer. Wolkenlosen klaren Himmel stets voraus-

---

1) Die Beobachtungen sind im August angestellt und würden, auf die mittlere Entfernung der Sonne reduziert, 2,56 ergeben; die Unsicherheit des Resultats ist aber weit grösser als diese kleine Korrektion.

gesetzt, absorbiert die Atmosphäre eine um so grössere Strahlenmenge, einen je längeren Weg letztere durch dieselbe zurücklegen muss, die Sonnenhöhe kommt also nicht allein deshalb in Betracht, weil davon der Einfallswinkel der Strahlen abhängt, den wir früher in Rechnung gezogen haben, sondern weil dadurch auch die Länge des Weges bestimmt wird, den die Strahlen durch die Atmosphäre zurückgelegt haben. Die Intensität der Strahlung nimmt deshalb mit tiefer sinkender Sonne in einem viel rascheren Verhältnis ab, als es ohne die Atmosphäre der Fall sein würde.

Die folgenden Zahlen geben die Dicke der atmosphärischen Schichten an, welche die Strahlung bei verschiedenen Sonnenhöhen durchlaufen muss, wenn die Höhe der Atmosphäre gleich 1 gesetzt wird, sowie die durchgelassene Strahlenmenge (für den Absorptionskoefficient 0,75).

Sonnenhöhe . .	0°	5°	10°	20°	30°	50°	70°	90°
Dicke der Atmosphäre . . .	35,5	10,2	5,56	2,90	1,99	1,31	1,06	1,00
Durchgelassene Strahlenmenge [1])	0,000	0,053	0,202	0,434	0,564	0,687	0,736	0,750

Man sieht, dass bei niedrigem Sonnenstande die durchgelassene Strahlenmenge sehr geringfügig ist.

Die Atmosphäre absorbiert ferner die verschiedenen Strahlengattungen, welche die Sonne aussendet, in sehr verschiedenem Masse, die leuchtenden Strahlen am wenigsten, die an den Grenzen des Spektrums liegenden am meisten. Während bei Zenithstand der Sonne (Dicke der Atmosphäre = 1) von den Lichtstrahlen nach Bouguer 81, nach Trépied sogar 88 % durchgelassen werden, werden von den Wärmestrahlen überhaupt circa 75 %, von den chemisch wirksamsten Strahlen nur 44 % (nach Bunsen

---

1) Die Abhängigkeit der Intensität der Strahlung von der Dicke der durchlaufenen atmosphärischen Schichten wird im allgemeinen ausgedrückt durch folgende Gleichung, worin p den Absorptionskoefficient, d die Dicke der Schichte und I die Intensität der Strahlung an der Grenze der Atmosphäre bedeuten:

$$I' = Ip^{d} = Ip^{\sec z}.$$

Nennt man z die Zenithdistanz der Sonne, so gilt sehr genähert d = sec z.

und Roscoe) und von den dunkeln Wärmestrahlen gar nur 40 % (Radau) durchgelassen, also 60 % absorbiert [1]).

Die Intensität der gesamten Sonnenstrahlung kann deshalb nicht einfach jederzeit der Intensität des Lichtes proportional gesetzt werden.

Die chemische und die wärmende Wirkung der Sonnenstrahlung nimmt bei sinkender Sonne viel rascher ab, als die Lichtwirkung; die Sonne kann am Horizont ihren chemischen und wärmenden Effekt schon ganz eingebüsst haben, während die Intensität ihres Lichtes noch gross genug ist, um deutliche Schatten zu erzeugen.

Daraus ergibt sich, dass die Intensität der Sonnenstrahlung durch das Dazwischentreten der Atmosphäre in noch viel höherem Masse von der Sonnenhöhe abhängt, als wir bei den früheren Berechnungen angenommen haben, dass ferner deshalb die geographische Breite eine noch grössere Rolle spielt, und die höheren Breiten in ungünstigeren Verhältnissen sich befinden, als die früheren Rechnungen ergeben haben. Die Aenderung der Intensität der Licht- und Wärmestrahlung mit der geographischen Breite, wie wir sie früher dargestellt haben, erleidet für die Erdoberfläche Modifikationen, die für die verschiedenen Strahlengattungen verschieden sind. Für die Wärmestrahlen (Absorptions-Koefficient 0,75 genommen) erhält man z. B.:

Breite	Aeq.	40°	N.-Pol.	Aeq.	40°	N.-Pol.
	Obere Grenze d. Atmosph.			an der Erdoberfläche		
Wintersolst.	942	355	0	471	178	0
Aequinoktien	1000	766	0	500	383	0
Sommersolst.	881	1107	1202	440	553	584

Am Pol ist nämlich die Sonnenhöhe am 21. Juni den ganzen Tag hindurch 23° 27′, und die Absorption der Atmosphäre gegen die Wärmestrahlung ist demnach leicht zu berechnen. Die Summe der Wärmeabsorptionen von Sonnenaufgang bis zu Sonnenuntergang in den an-

[1]) Absorptionskoefficient p = 0,85 für Licht, 0,75 für die gesamte Wärmestrahlung, 0,44 für die blauen und violetten Strahlen und 0,40 für die dunkle Strahlung.

dern Breiten wäre direkt schwer zu berechnen, Pouillet schätzte sie zu 0,5 bis 0,4 der gesamten Strahlung.

Die folgenden Beobachtungen von Crova zu Montpellier lassen ersehen, dass Pouillets Schätzung zutrifft, und ihr Ergebnis, wie wir es berechnet haben, liegt den obigen Zahlen (Erdoberfläche) zu Grunde. Crova bestimmte aus stündlichen Beobachtungen an zwei ganz reinen Tagen der extremen Jahreszeiten mit möglichster Genauigkeit die Wärmesumme, welche einer horizontalen Fläche während dieser beiden Tage zukam. Wir haben zum Vergleich die Wärmemengen berechnet, welche an diesen beiden Tagen die Sonne der Breite von Montpellier (43° 36′) überhaupt zustrahlte, mittels der aus Crovas Beobachtungen folgenden Sonnenkonstante (2,24). Daraus ergibt sich dann von selbst die Wärmemenge, welche von der Atmosphäre während des ganzen Tages in beiden Fällen absorbiert wurde.

	4. Januar	11. Juli	
W beobachtet	161,2	574,1	Kalorien,
W berechnet	322,3	1122,0	„
Verhältnis	0,50	0,51	

Trotz der grossen Verschiedenheit der Tagesdauer (8^h 52^m und 15^h 2^m) und Sonnenhöhen ist doch in beiden Fällen fast genau die Hälfte der Sonnenstrahlung von der Atmosphäre im Laufe des Tages absorbiert worden [1]. Man darf demnach wohl im allgemeinen den Satz aufstellen, dass selbst bei ganz heiterem Himmel für die mittleren Breiten die Atmosphäre die Hälfte der täglichen Wärmestrahlung der Sonne absorbiert.

Das Verhältnis zwischen der täglichen Wärmestrahlung an der Grenze der Atmosphäre und an der Erdoberfläche am Aequator haben wir für die Aequinoktien zu bestimmen gesucht, indem wir mit dem Absorptionskoefficient 0,75 die an die Erdoberfläche gelangende Strah-

[1] Die auf eine der Strahlung stets senkrecht gegenüber gestellte Fläche fallende Wärmemenge war nach Crova an beiden Tagen 535,0 und 876,4, die aus der Tagesdauer berechneten Wärmemengen sind 1191,6 und 2020,5, die entsprechenden Verhältniszahlen demnach 0,45 und 0,43. Für einen senkrecht der Strahlung ausgesetzten Körper gehen also sogar nahe 0,6 der Wärmestrahlung der Sonne verloren.

lung für die verschiedenen Sonnenhöhen berechneten, diese Werthe graphisch darstellten und mit dem Planimeter den Flächeninhalt der Figur bestimmten. Als Resultat ergab sich 0,57, d. h. auch am Aequator gelangt an den Tagen, wo die Sonne durch das Zenith geht, nur 57 % der wirklichen Bestrahlung an die Erdoberfläche.

Haughton gibt an, dass der Aequator 67 % von der jährlichen Sonnenstrahlung an der Grenze der Atmosphäre erhält. Die Art, wie dieses Resultat erhalten worden, ist aber noch nicht im Detail publiziert (Rep. of Br. Assoc. York 1881, p. 90).

Ein Teil der Strahlung, welche der Erdoberfläche durch die Atmosphäre entzogen wird, wird ihr jedoch wieder ersetzt durch die Strahlung der Atmosphäre selbst. In der Atmosphäre suspendierte feine Teilchen (seien es kleinste Wassertropfen, Staub oder andere kleine Teilchen) reflektieren und zerstreuen die Sonnenstrahlung und machen so die Atmosphäre selbst leuchtend und zu einer Lichtquelle (diffuses Tageslicht), welche wegen ihrer grossen Ausdehnung von erheblicher Wirkung ist. Besonders in höheren Breiten, wo die Absorption der direkten Strahlung bei dem tiefen Sonnenstande sehr gross ist (dafür aber auch die Dämmerung sehr lange) wird die diffuse Strahlung des Himmels von grosser Wichtigkeit.

Wenn es gestattet wäre, die diffuse Wärmestrahlung des Himmels bei einer Sonnenhöhe von $23\frac{1}{2}^{\circ}$ der des Lichtes gleich zu setzen, so würde sie am Nordpol am 21. Juni circa 367 Wärmeeinheiten betragen, so dass die gesamte Strahlung wieder auf 951 Kalorien steigen würde (gegen 1202 an der Grenze der Atmosphäre, stets für eine horizontale Fläche).

Auch zerstreute oder dünne Wolken machen sich als Reflektoren der Sonnenstrahlung geltend, und die in gewöhnlicher Weise als Grad der Himmelbedeckung der Ausdehnung nach (nicht der Dicke) geschätzte Bewölkung schwächt deshalb nicht in dem Masse die Strahlung, als man gewöhnlich annimmt. Die Bewölkung kann sogar, wenn die Wolken günstig der Sonne gegenüber stehen, die Intensität der Strahlung über das Mass erhöhen, das

bei ganz reinem Himmel möglich wäre, wie man schon zuweilen in der That beobachtet hat. Radau zeigt aus den aktinometrischen Messungen zu Montsouris, dass die Monatmittel der direkt geschätzten Heiterkeit des Himmels stets geringer sind, als die aus den aktinometrischen Resultaten berechneten, namentlich ist das der Fall in der wärmeren Jahreshälfte (Sommer: Bewölkung beobachtet 5,6, berechnet 3,6; Jahr: beobachtet 6,9, berechnet 5,0).

Das diffuse Licht beträgt (nach Clausius) circa $^1/_4$ des direkten Sonnenlichtes, welches eine senkrecht der Strahlung ausgesetzte Fläche erhält, und je kleiner der Absorptionskoefficient wird, desto grösser wird das Verhältnis des diffusen Lichtes zum direkten Sonnenlicht [1]).

Das diffuse Licht erhöht die Gesamtbeleuchtung einer horizontalen Fläche derart, als wenn die Sonne um 5° höher stehen würde. Noch erheblicher ist die chemische Wirkung des diffusen Lichtes, denn Bunsen und Roscoe fanden, dass erst bei einer Sonnenhöhe von circa 19° die direkte chemische Wirkung der Sonne jene des diffusen Lichtes übertrifft. Mit andern Worten, würde unser Auge dieselbe relative Empfindlichkeit gegen die verschiedenen Strahlengattungen haben, wie die Substanzen, mit denen die chemische Wirkung der Strahlung geprüft wurde, also gegen blau und violett am empfindlichsten sein, so würden wir die Sonnenscheibe erst sehen, wenn sie schon 19° über dem Horizont steht.

Direkte Messungen über die optische Helligkeit des Himmels und der direkten Sonnenstrahlung unter verschiedenen Breiten fehlen noch gänzlich. Da aber die Atmosphäre gegen die leuchtenden Strahlen am vollkommensten durchlässig ist, so lassen die nach den Formeln von Meech für verschiedene Breiten berechneten Lichtmengen die wirklichen Verhältnisse der möglichen Beleuchtung in den verschiedenen Klimaten ziemlich annähernd beurteilen, namentlich da das diffuse Licht die Schwächung

---

[1]) Bei einem Absorptionskoefficienten von 0,60 würde bei einer Sonnenhöhe von 30° die direkte Beleuchtung einer horizontalen Fläche schon kleiner sein als die durch das diffuse Tageslicht.

der direkten Strahlung durch die Atmosphäre zum Teil wieder ersetzt. Für die höheren Breiten verlängert das diffuse Licht der Atmosphäre während der langen Dämmerung die Lichtdauer erheblich über das Mass, welches sie ohne Atmospäre erhalten würden.

Auch für die Bestimmung der thatsächlichen Summe der täglichen Wärmestrahlung, welche (an heiteren Tagen) den verschiedenen Breitekreisen zukommt, mangeln noch genügende aktinometrische Messungen. Die vorhandenen Beobachtungen gestatten nur den täglichen und jährlichen Gang der Wärmestrahlung im Klima des westlichen Europa zu verfolgen und für dieses Klima auch die absoluten Wärmemengen abzuleiten, welch letztere wir vorhin schon nach den Messungen von Crova mitgeteilt haben. Die folgenden Zahlen lassen den jährlichen Gang der gesamten Wärmestrahlung (Sonne und Himmel) zu Paris gegen einen frei in der Luft befindlichen Körper beurteilen; die möglichen Wärmemengen in der Breite von Paris sind daneben angeführt. Man erfährt aus diesen Zahlen, dass die Wärmestrahlung im Juli mehr als fünfmal grösser ist als im Dezember, und dass Paris im Jahresmittel wenig mehr als die Hälfte der seiner Breite entsprechenden Wärmestrahlung erhält, im Winter sogar nur $^1/_3$.

Es ist von Interesse, damit auch gleich den jährlichen Gang der chemischen Intensität der Strahlung zu vergleichen, weshalb die Monatmittel derselben für einen Paris benachbarten Ort nach den 4jährigen Messungen von Marchand in die folgende Tabelle S. 75 mit aufgenommen sind. In Fécamp (wie zu Kew) ist die Intensität der chemischen Strahlung zur Zeit des Sommersolstitiums circa 10mal grösser als zur Zeit des Wintersolstitiums (alle Zahlenwerte der Tabelle sind als Relativzahlen zu betrachten).

Zur Beurteilung der chemischen Intensität der Strahlung in verschiedenen Klimaten besitzen wir dank der von Bunsen und Roscoe angeregten Messungen ein reicheres Material, wenngleich dasselbe auch noch sehr der Vervollständigung bedürftig erscheinen muss. Für nahe die

gleiche Sonnenhöhe von circa 53° ergaben die Messungen folgende relative chemische Intensität der gesamten Strahlung (Sonne und Himmel): Manchester (53,5° N.) 183; Heidelberg (49,4° N.) 437; Para (1,5° S.) 724.

Zeit	Dezbr.	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktober	Novbr.	Jahr
Gesamte Wärmestrahlung[1]) (Sonne und Himmel) zu Montsouris. 8jährige Monatmittel													
1872/79	9,4	11,7	14,4	25,9	35,3	43,1	46,6	47,5	39,4	31,2	20,8	12,4	28,2
Mögliche Wärmestrahlung													
	31,3	34,4	41,1	51,1	66,7	74,3	76,7	75,6	69,9	57,2	43,3	36,1	54,8
Mittlere tägliche chemische Wirkung zu Fécamp nach Marchand													
1869/72	1,8	1,8	3,9	6,4	14,1	19,5	21,0	21,4	18,9	13,7	6,9	2,9	11,0

Für Kew waren die Mittel der chemischen Intensität der Strahlung: November—Januar 11,0, Februar—April 45,9, Mai—Juli 91,5 und August—Oktober 74,0, Jahresmittel 55,3.

Tägliche Messungen der gesamten chemischen Intensität des Tageslichtes um 1^h p. m. zu Petersburg ergaben ein ähnliches Verhältnis zwischen Winter und Sommer, das Mittel der Monate November—Februar war 0,03, jenes der Monate Mai—Juni 0,26.

Gleichzeitige Messungen an drei Apriltagen (1866) zu Kew bei London und zu Para ergaben eine an letzterem Orte nahe 20mal grössere Intensität der chemischen Strahlung; vergleicht man selbst den August von Kew mit dem April von Para, so stellt sich die chemische Strahlung an letzterem Orte noch 3,3mal intensiver heraus.

Die direkten Messungen der chemischen Intensität des Tages- und des Sonnenlichtes von Bunsen und Roscoe gestatten, die Abhängigkeit derselben von der Sonnenhöhe zu ermitteln und diese Intensitäten für verschiedene Breitegrade mit grosser Annäherung an die Wahrheit zu berechnen. Die folgenden Zahlen geben die berech-

[1]) Das in Paris verwendete Aktinometer gestattet aber nur die Messung der leuchtenden Wärmestrahlung, die dunkeln Strahlengattungen sind durch die Glashülle fast ausgeschlossen, wie auch der aus den Angaben dieses Aktinometers berechnete Absorptionskoefficient beweist, der gleich 0,875 gefunden wurde, grösser noch als ihn Bouguer für das Licht fand.

neten relativen Intensitäten der chemischen Strahlung während eines ganzen Tages zur Zeit des Frühlingsäquinoktiums an, welche eine horizontale Fläche direkt von der Sonne und vom Himmel erhält.

Ort	Breite	Chemische Intensität der Sonne	des Himmels	Total
Pol	90°	0	20	20
Melville-Insel . . .	75	12	106	118
Reykiavig	64	60	150	210
Petersburg	60	89	164	253
Manchester	53	145	182	327
Heidelberg	49	182	191	373
Neapel	41	266	206	472
Kairo	30	364	217	581
Bombay	19	438	223	661
Ceylon	10	475	226	701
Borneo	0	489	227	716

Diese Zahlen zeigen die grosse Superiorität des Aequatorialklimas in Bezug auf die Intensität der direkten Strahlung. Sie können auch bis in mittlere Breiten hinauf als genähertes Mass der Intensität der jährlichen chemischen Strahlung genommen werden, weil die stärkere Intensität der Strahlung im Sommer durch die geringere im Winter nahe kompensiert und das Jahresmittel auf das Mass der Aequinoktialstrahlung zurückgeführt wird.

Man ersieht jedoch ferner aus den obigen Zahlen, dass das diffuse Himmelslicht bis gegen die Breite von Heidelberg herab die direkte Strahlung der Sonne übertrifft und zwar in höheren Breiten bedeutend, unter dem Aequator ist dessen Intensität dagegen nur halb so gross. Die Bedeutung der Atmosphäre als Regulator der Verteilung der gesamten Strahlung durch Abschwächung der grossen Differenzen der direkten Strahlung unter verschiedenen Breiten tritt hierdurch deutlich hervor. Heidelberg z. B. würde von der Sonne allein fast nur $^1/_3$ und Petersburg weniger als $^1/_5$ der Strahlung des Aequators erhalten, durch die lichtzerstreuende Kraft der Atmosphäre wird dieses Verhältnis aber auf mehr als $^1/_2$ und $^1/_3$ erhöht.

Bunsen und Roscoe machen die wichtige Bemerkung, dass die photochemischen (wie die optischen) Klimagürtel sich dadurch wesentlich von den thermischen Klimagebieten unterscheiden, dass auch ihre reale Verteilung einem viel einfacheren Gesetz folgen muss als die der letzteren. Während der Wärmezustand, welcher durch die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre erzeugt wird, durch Luft- und Meeresströmungen unregelmässig über die Erdoberfläche verteilt wird, weil die an einem Orte hervorgerufene Erwärmung durch die Strömungen (sowie durch die latente Wärme des Wasserdampfes) auf andre Orte übertragen werden kann, ist dies mit der chemischen Wirkung nicht der Fall, sie haftet auf dem Platz, auf welchen die direkte Strahlung fällt. Die Lichtwirkung (optische Helligkeit) und die chemische Wirkung und, fügen wir hinzu, auch die Wirkung der strahlenden Wärme (im Gegensatz zur Luftwärme) ist in ihrer Verteilung an die Breitekreise gebunden. Darüber aber, dass die direkte Strahlung einer der wichtigsten klimatischen Faktoren ist, kann kein Zweifel bestehen. Dadurch werden aber die Untersuchungen über die Verteilung der gesamten Intensität der Strahlung der Sonne von viel grösserer Wichtigkeit für die Klimatologie als man gewöhnlich annimmt, und den Klimagürteln der alten Geographen muss insofern ihre Berechtigung wieder zuerkannt werden, als sie das Princip der Einteilung der Klimagebiete nach Breitekreisen repräsentieren.

Anhang.

Berechnung der Intensität der Sonnenstrahlung.

Bezeichnen wir mit δ die Deklination der Sonne, mit φ die geographische Breite, mit t die Länge des halben Tagbogens der Sonne, mit d den scheinbaren Halbmesser der Sonne und mit W' die Strahlenmenge, welche die Sonne der Erde während 24 Stunden ($t = \pi$) in der mittleren Entfernung ($d = 961''$) zusendet, so erhält man die tägliche Strahlenmenge für einen be-

stimmten Tag des Jahres und eine bestimmte geographische Breite aus der Formel [1]):

$$\text{(I)} \quad W = \frac{W'}{\pi} \left(\frac{d}{961}\right)^2 (\sin \delta \sin \varphi\, t + \cos \delta \cos \varphi \sin t).$$

Die Länge des halben Tagbogens berechnet man bekanntlich mittels der Formel

$$\cos t = - \operatorname{tang} \delta \operatorname{tang} \varphi.$$

Durch Substitution dieser Gleichung in die Gleichung I erhält dieselbe die zur Rechnung bequemere Form:

$$\text{(II)} \quad W = \frac{W'}{\pi} \left(\frac{d}{961}\right)^2 \sin \delta \sin \varphi\, (t - \operatorname{tang} t).$$

t ist die Länge des Tagbogens (für den Halbmesser 1). Für die Frühlingsnachtgleiche und den Aequator $\left(\delta = 0,\ \varphi = 0,\ t = \frac{\pi}{2}\right)$ reduziert sich die Gleichung I auf:

$$W = \frac{W'}{\pi} \left(\frac{965}{961}\right)^2.$$

Wir haben diesen Wert = 1000 gesetzt (Meech = 1). Kennt man die Wärmemenge, welche die Sonne der Erde in der Zeiteinheit zusendet, so kann man W auch in Wärmeeinheiten, also in absolutem Mass ausdrücken. Nimmt man mit Violle diese Wärmemenge zu 2,5 an (pro Quadratcentimeter und Minute), so erhält man für den Aequator am 21. März

$$W = \frac{2{,}5 \times 60 \times 24}{3{,}14159} \left(\frac{965}{961}\right)^2 = 1155{,}5 \text{ Kalorien.}$$

Dieser Wert würde sich auf 1000 reduzieren, wie wir ihn im Text angenommen haben, wenn man die sogen. Solarkonstante statt gleich 2,5 gleich 2,16 setzen würde, was noch innerhalb der Unsicherheit dieser Grösse liegen würde.

In Wärmeeinheiten nach Violle hat man demnach

$$W = 1155{,}5 \left(\frac{d}{965''}\right)^2 \sin \delta \sin \varphi\, (t - \operatorname{tang} t).$$

Für Wien z. B. ($\varphi = 48^\circ\, 12'$) gibt diese Formel für die Zeiten der Solstitien:

1) 21. Dezember $\delta = -23^\circ\, 27'$ $d = 978''$
$t = 4^h\, 5^m = 61^\circ\, 15'$ oder im Bogen 1,0690
$\operatorname{tang} t = 1{,}8228$, somit $t - \operatorname{tang} \delta = -0{,}7538$
und somit $W = 265{,}6$.

2) 21. Juni $\delta = +23^\circ\, 27'$, $d = 946''$ $t = 118^\circ\, 45'$
$t - \operatorname{tang} = 3{,}8954$, daraus folgt $W = 1284{,}4$.

[1]) Siehe Meech: On the relative Intensity of the Heat and Light of the Sun (Washington 1856), p. 16, oder Wiener: Ueber die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne. Zeitschr. f. Meteorol., Bd. XIV (1879).

Für einen Ort der südlichen Hemisphäre in der Breite von Wien wären diese Werte am 21. Juni 248,5 und am 21. Dezember 1372,8. Sie ergeben sich unmittelbar aus obigen Werten durch Multiplikation mit $(946 : 978)^2$ und umgekehrt.

Die Jahressumme der Wärmemenge, welche der Aequator erhält, beträgt 1146 × 365,25 = 401400 Wärmeeinheiten (mit Violles Sonnenkonstante), daraus ergeben sich dann nach Seite 67 auch die jährlichen Wärmemengen der übrigen Breitekreise. Die jährliche Wärmemenge, welche der Aequator erhält, wäre im stande, eine Eisschichte von 5478 cm zu schmelzen, wenn keine Atmosphäre vorhanden wäre, im letzteren Falle aber (mit Haughton die durchgelassene Strahlenmenge zu 67 % genommen) würden bloss 3666 cm geschmolzen, d. i. 33 % weniger.

II. Die Hauptformen des tellurisch modifizierten oder des sogen. physischen Klimas.

Das durch die Ungleichförmigkeit der Erdoberfläche modifizierte solare Klima nennt man gewöhnlich das physische oder reale Klima. Es ist die Rückwirkung der Beschaffenheit der Erdoberfläche auf die Atmosphäre, welche die Regelmässigkeit der Verteilung der klimatischen Gebiete und deren einfache Abgrenzung nach Breitekreisen, wie sie im rein solaren Klima stattfinden würde, stört. Die wichtigsten Ursachen der Störung der regelmässigen solaren Klimagürtel sind (a) die ungleichmässige Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche und die dadurch in bestimmte Bahnen gedrängten Luft- und Meeresströmungen und (b) die verschiedene Erhebung des Festlandes über die Meeresfläche. Sie bedingen die zwei wichtigsten Klimagruppen tellurischen Ursprungs: I. das Land- und Seeklima und II. das Gebirgsklima.

Durch den Umstand, dass ein Parallelkreis teils über Land, teils über Wasser verläuft, entstehen klimatische Unterschiede zwischen West und Ost, oder Verschiedenheiten des Klimas nach den Meridianen, welche im solaren

Klima nicht vorhanden wären. Neben der ungleichen Erwärmung und Erkaltung von Wasser und Land werden ausserdem durch das Vorhandensein des Landes gewisse konstante Luft- und Meeresströmungen erzeugt, welche ebenfalls eine Verschiedenheit des Klimas unter verschiedenen Meridianen desselben Parallels bedingen.

Während über einer gleichförmigen Erdoberfläche die Strömungen der Luft und des Wassers, welche den Wärmeaustausch zwischen äquatorialen und polaren Gegenden vermitteln, nicht an bestimmte Meridiane gebunden wären, bewirkt das Vorhandensein von Wasser- und Landflächen und hauptsächlich deren Erstreckung in der Richtung der Meridiane, dass diese Strömungen vorwiegend bestimmte Wege einschlagen, so dass die Wärmezufuhr von niederen nach höheren Breiten vorwiegend in diesen, die Abkühlung der niederen durch die höheren Breiten hauptsächlich in jenen Meridianen erfolgt. Dadurch entsteht eine zweite Klasse von klimatischen Unterschieden zwischen West und Ost.

Wir wollen nun den verschiedenen Einfluss von Wasser und Land auf das Klima, sowie den Einfluss des Landes auf die Richtung vorherrschender Luft- und Meeresströmungen näher betrachten.

I. Das Land- und Seeklima.

Einfluss von Wasser und Land auf die Temperaturverteilung.

Land und Wasser verhalten sich verschieden gegen die Insolation wie gegen die Wärmeausstrahlung, das ist gegen die zwei Hauptfaktoren, von denen die Luftwärme eines Ortes abhängt. Die specifische Wärme des Wassers ist grösser als die irgend eines andern Stoffes der Erdoberfläche, man hat sie zur Einheit der specifischen Wärme gewählt. Die specifische Wärme der festen Erdoberfläche kann rund gleich 0,2 gesetzt werden, wenn man gleiche Gewichte Wasser und trockenen Boden vergleicht, wenn man aber gleiche Volumina vergleicht (worauf es hier

ankommt), ist dieselbe circa 0,6 von der des Wassers. Dies sagt uns: wenn gleiche Wärmemengen auf gleich grosse Flächen von Festland und Wasser fallen, so ist die dadurch bewirkte Temperaturerhöhung auf dem Festlande fast zweimal so gross als auf der Wasseroberfläche, selbst wenn letztere nicht einen grossen Teil der empfangenen Wärmemenge zur Dampfbildung verbrauchen würde. Dazu kommt noch, dass die Wärmestrahlen auch in die Tiefe des Wassers eindringen und deshalb nicht allein die Oberfläche erwärmen, während der feste Boden direkt nur an der Oberfläche erwärmt wird und die Wärme durch Leitung nur sehr langsam in die tieferen Schichten eindringen kann. Ueber dem Lande haben wir also rasche Erwärmung des Bodens und damit auch der unteren Luftschichten, über dem Wasser eine viel geringere Erwärmung der obersten Schichten und überdies Wasserdampfabgabe an die Luft. Es scheint, dass wohl die Hälfte der auf den Ocean fallenden Sonnenwärme zur Dampfbildung verwendet wird [1]), diese Wärme geht für die unteren Luftschichten verloren, aber die bei der Kondensation des Dampfes wieder frei werdende Wärme muss in hohem Masse die Temperatur der höheren Luftschichten steigern, sowohl über dem Ocean selbst als über den Küsten und Inseln.

Während jener Zeit, wo die Ausstrahlung überwiegt (bei Nacht und im Winter), erkaltet umgekehrt das Festland wieder viel mehr als das Wasser, selbst wenn die Beschaffenheit der Atmosphäre über beiden dieselbe wäre. Die Abkühlung einer Wasseroberfläche wird auch dadurch noch sehr verlangsamt, dass die abgekühlten Teilchen hinabsinken und aufsteigende wärmere sie wieder ersetzen.

---

[1]) Nach den vertrauenswertesten Messungen scheint die jährliche Verdunstung am Aequator gegen 90 Zoll engl. = 2286 mm zu betragen (Haughton). (Blanford schätzt sie aber für die Bai von Bengalen kaum zu 37 Zoll = 94 cm.) Dies gibt bei einer mittleren Temperatur des Wassers von 27° ein Wärmeerfordernis von 134,400 Kalorien. Da der Aequator im Maximum (mit Rücksicht auf die Absorption einer ganz heiteren Atmosphäre) nicht über 226,800 Kalorien erhält, so werden nahe 0,6 davon zur Dampfbildung verwendet, der Rest würde aber noch hinreichen, eine Wasserschichte von 924 m Tiefe (505 Faden) um 1° C. zu erwärmen. Wegen der Trübung des Himmels wird aber die zur Erwärmung disponible Wärme in der That viel geringer sein und wohl nicht die Hälfte der obigen Grösse erreichen.

Die feuchte Luft über dem Wasser absorbiert zudem einen grossen Teil der vom Wasser ausgestrahlten Wärme, während die trockene Landluft die Wärme des Bodens fast unbehindert in den Weltraum ausstrahlen lässt. Noch wirksamer als der Unterschied zwischen feuchter und trockener Luft ist die Wolken- und Nebelbildung, die in ersterer eintritt, sobald sie etwas abgekühlt wird. Diese Trübung der Atmosphäre gewährt den wirksamsten Schutz gegen Wärmeausstrahlung. Freilich hemmt sie auch tagsüber die Insolation. Welchen Einfluss die Bewölkung des Himmels auf die Lufttemperatur an der Erdoberfläche hat, zeigen folgende Daten. Kaemtz hat für Dorpat berechnet, um wieviel Grade C. die Temperatur bei verschiedenen Graden der Bewölkung von der normalen (mittleren) Temperatur abweicht, und ist zu folgenden Resultaten gekommen:

Bewölkung (0—4)	0 ganz heiter	1	2	3	4 ganz trübe
Winter . .	— 10,5	— 6,8	— 3,1	+ 0,5	+ 4,4
Sommer . .	+ 1,6	+ 0,8	— 0,3	— 1,2	— 2,7
Jahr . . .	— 3,7	— 1,9	— 1,0	— 0,2	+ 1,3

Im Winter erniedrigt in der Breite von 58° ganz heiterer Himmel die Temperatur um mehr als 10° C. unter das Mittel, bei ganz trübem Himmel bleibt sie 4 ½° über dem Mittel, weil die Wärmeausstrahlung fast aufgehoben ist. Im Sommer ist der Effekt ein entgegengesetzter aber schwächerer; im Jahresmittel überwiegt daher in höheren Breiten der Effekt der Wärmeausstrahlung des Winters.

Zu ganz analogen Resultaten ist man auch für andere Orte gekommen. So hat Dr. Augustin gefunden, dass an ganz heiteren Tagen die Wintertemperatur von Prag — 6,5°, an ganz trüben — 0,1° ist; die Sommertemperatur ganz heiterer Tage ist dort 21,0°, die der ganz trüben Tage 16,1°; im Jahresmittel hebt sich für Prag der entgegengesetzte Einfluss der Bewölkung im Winter und Sommer fast ganz auf (Jahresmittel: ganz heiter 8,1°, ganz trüb 8,0°). In Greenwich ist die Wintertemperatur an ganz heiteren Tagen 3,0° unter dem Mittel, an ganz

trüben normal [1]); die Sommertemperatur ist an heiteren Tagen 2,5° über dem Mittel, an trüben 1,6° darunter; das Jahresmittel ist für heitere Tage 0,6° höher als für trübe. Wir können also schliessen (obgleich direkte Berechnungen für niedrigere Breiten fehlen):

Ein geringerer Grad der Bewölkung bedeutet in höheren Breiten eine erhebliche Erniedrigung der Wintertemperatur und eine geringe Steigerung der Sommerwärme, das Resultat ist eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur. In niedrigen Breiten bewirkt die Abnahme der Bewölkung eine entschiedene Zunahme der mittleren Jahreswärme (entsprechend dem Effekt in unserm Sommer).

Da nun die Atmosphäre über dem Wasser stärker und häufiger getrübt ist als über dem Lande, und namentlich im Innern der grösseren Kontinente eine erhebliche Abnahme der Bewölkung sich geltend macht, so wirken alle angeführten Faktoren in gleicher Richtung dahin, den Temperaturgegensatz zwischen Winter und Sommer auf dem Festlande zu vergrössern, über dem Oceane aber zu vermindern. Der resultierende Einfluss auf die mittlere Jahrestemperatur, der für die mittleren und höheren Breiten deduktiv sich nicht so leicht direkt feststellen lässt, ergibt sich durch einen Blick auf eine Karte der Jahresisothermen; dieselben zeigen eine Depression der mittleren Jahreswärme über den Landflächen der höheren Breiten, dagegen eine Erhöhung derselben über den Landflächen der niedrigen Breiten. Der Uebergang findet in der Gegend des 40. Breitegrades statt, wo Land und Wasser gleiche mittlere Jahrestemperatur haben.

Zur leichteren und präciseren Beurteilung des Einflusses des Landes auf die mittleren Temperaturen und die jährliche Wärmeschwankung mögen die auf S. 84 folgenden Angaben dienen.

Auf eine Längendifferenz von 91° (Valentia-Barnaul) nimmt die mittlere Jahrestemperatur um 8,4° C. ab, die Januartemperatur um 23,7°; hingegen nimmt die Juli-

[1]) Weil in Greenwich die ganz trüben Tage der normale Zustand des Winters sind.

temperatur um 6,7° zu und die Jahresschwankung steigert sich um 30,4°, d. i. auf mehr als das Vierfache von der an der Seeküste.

Mittlere Temperaturen unter dem 52.° N. Br. in der Richtung von West nach Ost, vom Meere landeinwärts.

Ort	N. Br.	Länge-Gr.	Temperatur Celsius [1])			
			Jahr	Januar	Juli	Diff.
Valentia . .	51° 54′	10° 25′ W.	10,1	5,7	15,1	9,4
Oxford . . .	51° 46′	1° 16′ W.	9,4	3,6	16,2	12,6
Münster . .	51° 58′	7° 38′ E.	9,1	1,3	17,3	16,0
Posen . . .	52° 25′	17° 5′ E.	7,8	— 2,7	18,3	21,0
Warschau . .	52° 13′	21° 2′ E.	7,3	— 4,3	18,7	23,0
Kursk . . .	51° 45′	36° 8′ E.	5,7	— 9,4	19,8	29,2
Orenburg . .	51° 46′	55° 7′ E.	3,3	— 15,3	21,6	36,9
Barn. u. Semip.	51° 52′	80° 30′ E.	1,7	— 18,0	21,8	39,8

Kursk liegt ungefähr in der Mitte zwischen Valentia und Barnaul-Semipalatinsk, man sieht leicht, dass auf der ersten Strecke Weges zwischen Valentia und Kursk die Unterschiede grösser sind, als auf der schon rein continentalen Strecke Kursk-Barnaul-Semipalatinsk.

Aus einer umfassenderen ähnlichen Zusammenstellung habe ich das Resultat gefunden, dass zwischen dem 47. und 52.° Nord-Breite auf dem Kontinent von Europa die Temperatur von West nach Ost in folgender Weise sich ändert:

Für je 10 Längegrade nach Osten

Winter . . 3,1° Temperaturabnahme,
Sommer . . 0,7° Temperaturzunahme,
Jahr . . . 1,3° Temperaturabnahme.

Die Temperaturdepression, die der Kontinent im Winter erzeugt, ist in diesen Breiten also mehr als 4mal grösser, als die Steigerung der Temperatur im Sommer, das Resultat muss demnach eine Erniedrigung der Jahrestemperatur sein. Dass in niedrigeren Breiten, wo ein eigentlicher Winter fehlt, der erwärmende Einfluss der

[1]) Alle Temperaturen sind auf das mittlere Niveau von 100 m reduziert, also direkt vergleichbar.

überwiegende sein wird, darf man im vorhinein annehmen, und der Verlauf der Isothermen bestätigt diesen Schluss. (Siehe das Kärtchen der Jahresisothermen.) Es mögen aber auch einige Daten hierfür angeführt werden.

Ostaustralien unter dem 31.° S. Br.: Port Maquarie (31,4°) Küste, Jahrestemperatur 17,6°, Murrurundie und Goonoo (31,5°) 161 km landeinwärts 18,4°, Cowga (31,2°) 470 km im Innern 21,6° [1]).

Vorderindien 20—21° N. Br.

Ort	Breite	Länge	Jahr	Januar	Juli	Diff.
Falsepoint	20,3° N.,	86,8° E.	26,7	20,9	30,1	9,2
Cuttak	20,5° „	85,9° „	27,0	21,3	31,5	10,2
Nagpur	21,1° „	79,2° „	27,6	21,5	35,4	13,9

Unter 15—16° N. Br.: Goa (15,4° N., 73,9° E.) an der Westküste, Jahrestemperatur 27,7°, Bellari (15,2° N., 76,9° E.) Inneres 29,5°, Masulipatam (16,2° N., 81,2° E.) Ostküste 27,6°.

Vom 30. Breitegrad an wirkt das Land schon entschieden temperaturerhöhend, die Wirkung bleibt aber dem Masse nach zurück gegen die temperaturerniedrigende Wirkung in höheren Breiten. Gemeinsam ist dem Landklima unter allen Breiten eine grössere jährliche Wärmeschwankung.

Das Seeklima zeichnet sich dagegen durch eine Verminderung der jährlichen Temperaturänderung aus. Orte, die dem Einfluss der Meeresluft vollkommen ausgesetzt sind, haben eine bemerkenswerte Gleichmässigkeit der Temperatur. Auf der Insel Monach (57° 32′ N.), einer der westlichsten Vorposten Europas im Atlantischen Ocean, ist die Temperatur des kältesten Monats 5,2°, des wärmsten 13,1, Jahresschwankung 7,9°. Inverness (Culloden), unter gleicher Breite an der Ostküste von Schottland, hat im kältesten Monat 3,2°, im wärmsten 14,2°, Jahresschwankung 11,0° [2]). Auf den Falklands-Inseln (Stanley-Hafen 51° 41′ S. Br.) hat der Januar 9,8°, der Juli 2,5°, Differenz 7,3°; auf der Kerguelen-Insel 49° S. Br. sinkt

[1]) Alle Temperaturen auf das Meeresniveau reduziert.

[2]) Im schärfsten Gegensatz dazu steht das noch etwas südlicher gelegene Tara in Westsibirien: Januar —21,5, Juli 22,5, Differenz 44,0°, Jahrestemperatur 0,3°.

der Unterschied zwischen Winter- und Sommertemperatur sogar auf 5° herab und selbst die Temperaturminima des Winters sind wenig niedriger als die des Sommers.

Mit Recht nennt man daher das Landklima seinen Temperaturverhältnissen nach ein excessives, das Seeklima dagegen ein limitiertes. Supans Karte der jährlichen Wärmeschwankung auf der Erdoberfläche lässt die räumlichen Verhältnisse des excessiven und limitierten Klimas überblicken.

Eine systematische Untersuchung des Einflusses von Wasser und Land auf die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche ist für die physische Geographie und Geologie von grösster Wichtigkeit, weil sie Aufschlüsse über die Frage geben kann, welche Temperaturen bei einer andern Verteilung von Wasser und Land unter gewissen Breitegraden geherrscht haben mögen.

Die gründlichste derartige Untersuchung verdanken wir dem englischen Physiker James D. Forbes [1]; einige Ergebnisse derselben wollen wir deshalb hier mitteilen, weil sie sich den realen Verhältnissen unter allen theoretischen Untersuchungen noch am meisten nähern dürfte.

Bekanntlich hat Dove für die ganze nördliche Hemisphäre und für die südliche bis zum 40. Breitegrad die mittlere Temperatur jedes 10. Parallelgrades in der Weise bestimmt, dass er seinen Isothermkarten die Temperatur von 36 äquidistanten Punkten auf jedem 10. Breitegrad entnahm, und das Mittel dieser 36 Werte als die mittlere Temperatur des betreffenden Parallels ansah. Diese Mitteltemperaturen mit einigen Verbesserungen von Forbes für die höheren Breiten sind:

Breite in °	Temp. in °	Land in %	Breite in °	Temp. in °	Land in %
90 N.	− 16,5	?	20 N.	25,3	30,8
80 „	− 14.0	?	10 „	26,6	23,4
70 „	− 8,7	48,3	Aeq.	26,5	21,6
60 „	− 1.2	56,8	10 S.	25,6	20,4
50 „	5,8	56,3	20 „	23.4	22,5
40 „	13,6	44,5	30 „	19,4	20,0
30 „	21,0	43.4	40 „	12.6	4,0

[1] Trans. Edinb. Soc., Vol. XXII.

Neben der mittleren Temperatur jedes 10. Parallels findet man auch zugleich die Angabe, der wievielte Teil desselben über Land hinwegzieht (nach Forbes' eigenen Abmessungen [1]).

Die mittlere Temperatur eines Parallels können wir als abhängig ansehen von der geographischen Breite und dem relativen Verhältnis von Wasser und Land längs desselben. Der Wärmetransport durch Luft- und Meeresströmungen hat darauf sehr geringen Einfluss, weil wir annehmen dürfen, dass die warmen Strömungen unter dem einen Meridian vollständig kompensiert werden durch die rückläufigen kalten Strömungen unter einem andern. Es mag sich daher eine Formel aufstellen lassen, welche die Temperatur jedes Breitegrades als Funktion (d. i. als abhängig von) der geographischen Breite und der Wasser- und Landverteilung auf derselben darstellt. Es ist dies auch Forbes gelungen; man findet seine Formel im Anhange zu diesem Abschnitt. Ein Beweis dafür, dass dieselbe eine physikalische Bedeutung hat und nicht bloss eine Interpolationsformel darstellt, darf in dem Umstand erblickt werden, dass sie, obgleich nur aus den Beobachtungen auf der nördlichen Hemisphäre abgeleitet, doch auch die Temperaturverteilung auf der südlichen Hemisphäre befriedigend darstellt, trotz der grossen Verschiedenheit der Verteilung von Wasser und Land unter gleichen Breiten. Es ist von hohem Interesse, zu sehen, wie bloss aus den Beziehungen, die zwischen der Verteilung der Temperatur und jener der Landflächen auf der nördlichen Hemisphäre bestehen, auch auf die Temperatur der südlichen Hemisphäre (wenigstens bis 40°, d. h. für mehr als die Hälfte derselben) mit grosser Richtigkeit geschlossen werden kann. Es gibt dies einen direkten physikalischen Beweis dafür, dass die niedrigere Temperatur der südlichen Hemisphäre bis zum 40. Breitegrad durch die Abnahme der Landflächen erklärt werden muss.

---

[1]) Eine detaillierte Untersuchung der relativen Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche hat Dove gegeben in der Berliner Zeitschrift für Erdkunde, N. F., 12. Bd., Jahrg. 1862: Ueber die Verhältnisse des Festen und Flüssigen auf der Erdoberfläche.

Die von Forbes aufgestellte Formel gestattet deshalb, auf die Temperaturen auf einer reinen Wasser- und Landhemisphäre mit einiger Annäherung zu schliessen. Man erhält:

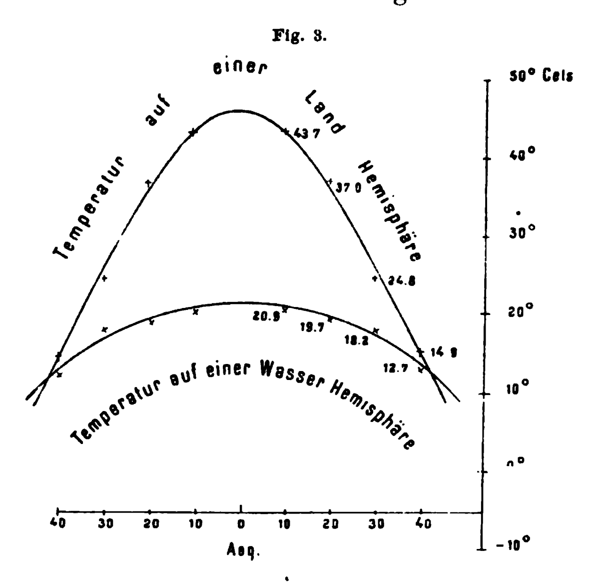
	Wasserhemisphäre	Landhemisphäre
Aequatorialtemperatur	22,1°	43,2°
Temperatur am Pol	— 10,8	— 32,0°

Nachdem sich herausgestellt hat, dass es statthaft ist, die Temperatur eines Parallels als Summationseffekt der mittleren Temperaturen über dessen Land- und über dessen Wassererstreckung zu betrachten, kann man noch auf einem zweiten von der citierten Formel und den ihr zu Grunde liegenden Annahmen ganz unabhängigen direkten Wege dahin gelangen, die mittleren Temperaturen auf einer Land- und Wasserhemisphäre zu berechnen. Man kann für jeden Breitekreis zwei Gleichungen aufstellen, eine für die nördliche und eine für die südliche Hemisphäre, welche dessen Temperatur als Summe der über dem bekannten Land- und Wasseranteil herrschenden unbekannten mittleren Temperaturen darstellen. Da (unter gleicher Breite) die mittleren Temperaturen über dem Lande, sowie die mittleren Temperaturen über dem Ocean in beiden Hemisphären gleich gesetzt werden können, so lassen sie sich aus den beiden Gleichungen für jeden Parallel ableiten, d. h. man erhält die mittlere Temperatur eines Land- und Wasserparallels für eine ganz gleichförmige Oberfläche. (Siehe im Anhang ein Beispiel der Rechnung.) Auf diese Weise hat Forbes die Temperatur unter 10°, 20°, 30° und 40° für eine Land- und eine Wasserhemisphäre ermittelt und dieselbe graphisch dargestellt. Eine zwangslose geringe Fortführung der beiden symmetrischen Kurvenäste ergibt dann die Temperatur des Aequators, sowie die geographische Breite, wo beide Kurven sich schneiden, d. i. die Breite, wo die Temperatur der Wasserhemisphäre gleich der einen Landhemisphäre wird, wie dies aus Fig. 3 ersichtlich ist.

Die Temperatur des Aequators ergibt sich:
bei voller Wasserbedeckung = 22,1°,
„ „ Landbedeckung = 46,3°.

Der Unterschied ist 23,2°. Die Uebereinstimmung mit den früher aus der allgemeinen Formel abgeleiteten Werten ist eine vollkommen befriedigende. Die mittleren

Fig. 3.



Temperaturen auf einer Land- und einer Wasserhemispäre, welche sich auf beiden Wegen (Formel und graphischer Darstellung) ergeben, sind:

	Aeq.	10°	20°	30°	40°	50°
Landhemisphäre .	44,8	42,5	36,4	26,0	15,7	3,6
Wasserhemisphäre	22,2	21,2	19,6	17,4	12,7	7,6
Unterschied . . .	22,6	21,3	16,8	8,6	3,0	– 4,0

Zwischen dem 40. und 50. Breitegrad liegt der Parallel, auf welchem eine Wasser- und eine Landhemisphäre die gleiche Temperatur aufweisen, in höheren Breiten ist die Wasserhemisphäre wärmer als die Landhemisphäre. Schon die Isothermenkarten Doves für die nördliche Hemisphäre lassen darauf schliessen, dass der Uebergang zwischen 40 und 45° Breite stattfinde, die erwähnte Konstruktion ergibt, dass dies genauer unter

42 ½° Breite eintritt. Jenseits dieser Breite bis zum Pol ist eine Wasserhalbkugel wärmer als eine völlig landbedecke Hemisphäre.

Für die mittlere Temperatur der südlichen Hemisphäre findet Sartorius von Waltershausen 15,8°, Schoch[1]) 14,9°, Ferrel[2]) 16,0°. Für die nördliche Hemisphäre findet Dove als mittlere Temperatur 15,5°, Schoch 15,1°, Ferrel 15,3°. Also ziemlich gleiche Temperaturen für beide Hemisphären.

Die südliche Hemisphäre ist von 35° S. Br. an wenigstens bis gegen den 70. Breitegrad hin fast eine reine Wasserhemisphäre, wie folgende von Dove berechnete Zahlen, welche das Verhältnis des Landes zum Wasser ergeben, direkt nachweisen:

Aeq.	5°—30°	30°	35°	40°	45°	50°	55° S. Br.
20,8	22,6	20,5	9,7	4,1	3,1	1,9	1,8 %

Von 5° bis 30° ist die Landbedeckung eine nahezu konstante.

Wir haben also in der südlichen Hemisphäre eine grosse Annäherung an eine Wasserhemisphäre, so dass es möglich ist, mittels der vorliegenden, allerdings in höheren Breiten sehr dürftigen Beobachtungen zu prüfen, wie weit J. Forbes' Deduktionen durch die Verhältnisse der südlichen Hemisphäre bestätigt werden. Wir haben eine solche Prüfung unternommen[3]) und wollen die Hauptresultate derselben im Nachstehenden zusammenfassen.

Aus den Resultaten von zwanzig Beobachtungsorten auf Inseln und zur See in der Nähe des Aequators ergab sich zunächst die mittlere Lufttemperatur am Aequator über der See und auf Inseln zu 26,0° C. Da die Temperatur der Meeresoberfläche unter dem Aequator nach den vorliegenden Beobachtungen kaum 27° C. überschreiten dürfte, so stimmt dies ganz gut mit andern

[1]) W. Schoch, Darstellung der mittleren Jahrestemperaturen als Funktion der geographischen Breite und Länge. Zürich 1856.

[2]) Ferrel, Meteorological Researches I., auf Grundlage von Buchans Isothermenkarten.

[3]) J. Hann, Ueber die Temperatur der südlichen Hemisphäre. Sitzungsber. d. Wien. Akad., mathem.-naturwiss. Klasse, II. Abt. Januarh. 1882.

Beobachtungen, welche den Unterschied der Meeres- und der Luftwärme in den tropischen Meeren zu 1° angeben.

Mit dieser Temperatur am Aequator und den Beobachtungsresultaten von 20 andern Stationen möglichst rein oceanischer Lage zwischen 14° und 56° S. Br. liessen sich dann nach der Methode der kleinsten Quadrate die Konstanten einer Formel ableiten, welche die Abhängigkeit der Luftwärme von der geographischen Breite im Seeklima darstellt. Diese Formel lautet, wenn mit φ die geographische Breite bezeichnet wird:

$$T\varphi = 26{,}0^{\circ} + 6{,}94 \sin \varphi - 42{,}28 \sin^2 \varphi.$$

Wenn man nun nach dieser Formel, welche die Beobachtungsresultate so gut wiedergibt, dass die Summe der Abweichungen zwischen Rechnung und Beobachtung gleich Null wird, die Temperaturen der verschiedenen Breitegrade berechnet und dieselben mit den von Dove und Ferrel für die südliche Hemisphäre überhaupt gefundenen mittleren Temperaturen der Breitekreise vergleicht, so stellt sich heraus, dass die obige Formel die Temperatur der südlichen Hemisphäre überhaupt darstellt, auch für die niedrigeren Breiten, wo noch etwa 1/5 vom Land eingenommen wird.

	10°	20°	30°	40°	50°	60° S. Br.
Dove	25,5	23,4	19,4	12,5	—	—
Ferrel	25,9	23,7	19,3	14,4	8,8	1,8
Hann	25,9	23,4	18,9	13,0	6,5	0,3

Ferrel hat für die höheren südlichen Breiten seiner Rechnung etwas zu hohe Temperaturen zu Grunde gelegt, nach den Angaben, die damals allein vorlagen.

Da die obige Formel die mittleren Temperaturen der südlichen Hemisphäre überhaupt wiedergibt, gestattet sie auch eine leichte Berechnung der mittleren Temperaturen der ganzen Halbkugel. Man findet dieselbe gleich 15,4°, und da Ferrel für die nördliche Hemisphäre 15,3° gefunden hat, so kann man sagen, dass die mittlere Temperatur der beiden Hemisphären die gleiche ist[1]).

[1]) Die Unsicherheit der Temperatur der höheren südlichen Breiten kann dieses Resultat nur wenig beeinflussen, denn die Kalotte vom Pol bis 70° ist kleiner als 1/16, selbst bis 60° noch kleiner als 1/7 der ganzen Halbkugel.

Die Jahresisotherme von 0° würde nach meiner Formel durchschnittlich in der Breite von 60° 30′ S. zu suchen sein. Vergleichen wir nun die Mitteltemperaturen der Parallelkreise der nördlichen und südlichen Hemisphäre.

Breite	40°	45°	50°	55°	60°
Nördliche Hemisphäre	13,6	9,7	5,8	2,3	− 1,2
Südliche "	13,0	9,8	6,5	3,3	0,3
Differenz	− 0,6	0,1	0,7	1,0	1,5

Es ergibt sich demnach, dass die südliche (Wasser-) Hemisphäre zwischen 40 und 45° Breite wärmer wird als die nördliche, in Uebereinstimmung mit den Deduktionen von J. Forbes. Die von letzterem für die höheren Breiten einer Wasserhemisphäre gefundenen Temperaturen dürften etwas zu hoch sein, die für die niedrigeren Breiten umgekehrt etwas zu niedrig.

In niedrigen Breiten ist die südliche Halbkugel bekanntlich kühler als die nördliche, wie folgender Vergleich zeigt:

Breite	10°	20°	30°	40°
Nördliche Hemisphäre	26,6	25,3	21,0	13,6
Südliche "	25,8[1]	23,5[1]	19,2[1]	13,0
Differenz	− 0,8	− 1,8	− 1,8	− 0,6

Man hat eine Zeit hindurch aus diesem Temperaturverhältnis beider Hemisphären bis zu 40° Breite auf die mittlere Temperatur der südlichen Hemisphäre überhaupt geschlossen und fälschlich angenommen, die ganze Halbkugel sei kälter als die nördliche, während sie umgekehrt jenseits 45° wärmer ist.

Ich habe noch auf eine andere direktere Weise die mittlere Temperatur der südlichen Hemisphäre zwischen 35° und 55° Breite zu bestimmen gesucht, indem ich dieselbe als Mittelwert der Temperaturen unter den verschiedenen Meridianen, von denen uns Beobachtungen vorliegen, auffasste. Diese Mittelwerte sind[2]):

---

1) Mittel aus allen Bestimmungen, jenseits 30° nur meine Bestimmung, weil den älteren noch zu wenig Temperaturangaben zu Grunde lagen.

2) Die diesen Zahlen zu Grunde liegenden Formeln sind:

M. v. S. Paul	3 Stat.	(20—49° S.)	T = 7,68 + 21,36 cos 2φ
" " S.-A. W.-K.	8 "	(33—53° S.)	9,45 + 12,04 "
" " S.-A. E.-K.	5 "	(34½—56° S.)	10,78 + 18,84 "
" " Neuseeland	6 "	(36—50½° S.)	10,59 + 16,48 "

Meridian von	35°	40°	45°	50°	55° S. Br.
S. Paul	15,0	11,4	7,7	4,0	0,4
Südamerika Westküste	13,6	11,5	9,5	7,4	5,3
" Ostküste .	17,2	14,0	10,8	7,5	4,3
Neuseeland	16,2	13,4	10,6	7,7	5,0
Tasmanien	16,1	14,0	11,8	—	—
Mittel	15,6	12,9	10,1	6,7	3,8
Differenz gegen die Nordhemisphäre .	— 1,7	— 0,7	0,6	1,3	1,6

Dieses Resultat stimmt nahezu völlig mit dem Resultat der umfassenderen obigen Formel überein.

Es mag noch von Interesse sein, die jährliche Schwankung in der mittleren Temperatur der Parallelgrade auf beiden Hemisphären zu vergleichen. Die Zahlen für die nördliche Hemisphäre sind Ferrels Bestimmungen entnommen, jene für die südliche einer von mir aufgestellten Formel [1]):

Breite	Jährliche Wärmeschwankung				
	30°	40°	50°	60°	70°
Nördliche Hemisphäre	13,8	18,3	24,6	30,7	33,2
Südliche "	5,6	6,6	7,4	8,2	9,0

Man sieht, um wieviel extremer die jährliche Wärmeschwankung auf der doch nur teilweise mit Land bedeckten nördlichen Hemisphäre ist gegenüber der südlichen Wasserhemisphäre.

Die aus meiner Formel für die höchsten südlichen Breiten folgenden mittleren Jahrestemperaturen haben natürlich keine eigentlich reelle Bedeutung, da sie nur für ein offenes eisfreies Meer gelten würden. Diese Mitteltemperaturen sind: 70° — 4,8°, 80° — 8,2° und Südpol — 9,3°.

Da die Sonne eine grössere Landfläche bestrahlt, wenn ihre Deklination eine nördliche ist (in unserm Sommer), indem 75 % des Festlandes überhaupt der nördlichen Hemisphäre angehören (dieselbe enthält 40 % Land- und 60 % Wasserbedeckung, die südliche bloss

[1]) Temperaturdifferenz des wärmsten und kältesten Monats im Seeklima:
$\triangle T = 2{,}12 + 7{,}01 \sin \varphi$ (aus 30 Gleichungen bestimmt).
Am Aequator ist die Jahresschwankung daher bloss 2,1°.

13 % Land und 87 % Wasser), so kann die mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche nicht das ganze Jahr konstant bleiben, sondern wird eine Erhöhung erfahren im Sommer der nördlichen Halbkugel. In der That fand Dove die mittlere Temperatur der Erde im Juli zu circa 16,8°, im Januar 12,3°. Diese Berechnung sollte zwar mit Berücksichtigung der jetzigen besseren Kenntnis der Temperatur der südlichen Hemisphäre wieder aufgenommen werden; es ist aber nicht zu bezweifeln, dass der heisse Sommer der nördlichen Hemisphäre mit dem gleichzeitigen milden Winter der südlichen Halbkugel eine höhere mittlere Temperatur für die ganze Erde geben muss, als der kalte Winter der nördlichen mit dem gleichzeitigen kühlen Sommer der südlichen Hemisphäre. Diese jährliche Periode in der mittleren Luftwärme der ganzen Erdoberfläche ist eine höchst bemerkenswerte Erscheinung, die nicht ohne Einfluss bleiben kann auf das meteorologische Regime der beiden Hemisphären überhaupt.

So wie die jährliche Wärmeänderung grösser wird mit der Entfernung von der Meeresküste, so geschieht dies auch mit der täglichen Temperaturschwankung. Die grössere Erwärmung des festen Erdbodens und die weniger behinderte Insolation im Kontinentalklima erhöht die täglichen Temperaturmaxima, während umgekehrt bei Nacht die trockene Luft und der heitere Himmel die Wärmeausstrahlung begünstigen, wodurch die Nacht- und Morgentemperaturen erniedrigt werden. Daraus ergibt sich dann eine grosse tägliche Wärmeschwankung. So beträgt z. B. in Lissabon die grösste tägliche (periodische) Temperaturänderung (im August) 6,6°, im Innern der Halbinsel zu Madrid hingegen 14,5° (im Juli). Die durchschnittliche grösste tägliche Wärmeänderung beträgt auf der Insel Lesina (43,2° N., Juli) 4,9°, zu Tiflis (40,7° N.) schon 10,3°, in den Wüsten am Aralsee zu Nukuss (42,5° N.) hingegen sogar 16,4°. Rohlfs fand den mittleren Temperaturunterschied zwischen Sonnenaufgang und 3^h p. m. zu Murzuk selbst im Wintermittel zu 15,5°, in der Oase Kufra (circa 25°

N. Br., 500 m Seehöhe) betrug dieselbe im Mittel eines Monats (15. August bis 14. September) sogar 22,2°, zu Audjila (29° N. Br.) im Mittel des Mai 19,7°; desgleichen beobachtete Dr. Nachtigal im Sommer in der Wüste zwischen Murzuk und Kuka durchschnittliche tägliche Temperaturamplituden von 19—22° C. Im Innern von Südafrika und von Australien sind vielleicht die täglichen Wärmeschwankungen am grössten. Nach Livingstone betrug die durchschnittliche Temperaturdifferenz zwischen Sonnenaufgang und Mittag im Innern Südafrikas im Juni 26,6° C. In einzelnen Fällen steigt in den Wüsten der Temperaturunterschied zwischen Sonnenaufgang und Nachmittag auf 30—40° C., als Effekt der nächtlichen Wärmestrahlung und der ungemeinen Erhitzung des Bodens [1]) am Nachmittag. Am 25. Dezember (1878) konnte Rohlfs am Morgen zu Bir Milrha (südlich von Tripolis, 314 m Seehöhe) — 0,5° C. an seinem Thermometer ablesen, am Nachmittag dagegen 37,2°, eine Differenz von 37,7°. Dr. Perrier fand am Morgen des 25. Mai (1840) in der algerischen Sahara um sein Zelt den Boden mit Reif bedeckt, um 2^h p. m. stand aber das Thermometer im Schatten auf 31,5°, und Mitchell hatte in Nordwestaustralien am 2. Juni morgens bei Sonnenaufgang — 11,6°, um 4^h nachmittags aber 19,4°. Livingstone in Südafrika und Wetzstein im Hauran berichten, dass die tagsüber erhitzten Gesteine zuweilen nach Sonnenuntergang so rasch sich abkühlen, dass sie unter lautem Knall in Stücke springen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese raschen Temperaturwechsel eines der Agentien sind, welche die anstehenden Felsen der Wüsten trotz Mangel an Niederschlägen allmählich zerfallen und sich in Schutt verwandeln lassen. In welchem Gegensatz hierzu steht die Lufttemperatur über dem Meere! Nach den zahlreichen Beobachtungen auf Schiffen im tropischen Atlantischen Ocean zwischen 0° und 10° N. Br. betrug die tägliche Temperaturschwankung nur 1,6° C. und selbst die monatliche Wärmeschwankung nur 6,5°.

[1]) Die Temperatur des Bodens oder Sandes erreicht 60 bis 70° C.

Ueber die „Veränderlichkeit“ der Temperatur wird später in der speciellen Klimatologie eine übersichtliche Zusammenstellung von Angaben folgen, aus welcher hervorgeht, dass dieselbe durchschnittlich gleichfalls im Kontinentalklima grösser ist als im oceanischen Klima.

Desgleichen ist auch die Veränderlichkeit der Monatmittel der Temperatur im kontinentalen Klima grösser als im Küsten- und Inselklima, in jenem ist daher eine längere Beobachtungsperiode nötig, um die Mitteltemperaturen mit demselben Grade der Genauigkeit zu bestimmen, als im letzteren. Hierfür nur einige Beispiele. Die mittleren Abweichungen der einzelnen Monatmittel vom allgemeinen Mittel betragen:

Sibirien und Ural	Max.	Dez.	3,1°,	Min.	Juli	1,2°
Inneres Russland	„	„	3,5°,	„	Mai	1,4°
Westeuropa . .	„	Jan.	2,3°,	„	Sept.	1,1°
England . . .	„	„	1,5°,	„	„	0,9°

Die Jahresmittel (aus den Monatmitteln) betragen für die beiden ersten Gruppen 2,0°, für die beiden letzten 1,4° und 1,2°. Im Innern von Nordamerika sind gleichfalls wieder die mittleren Abweichungen sehr gross (Februar 2,6°, August 1,1°, Jahresmittel 1,7°).

Man kann daher im allgemeinen den Satz aufstellen, dass die Temperaturverhältnisse des Küsten- und Inselklimas den Charakter der grösseren Beständigkeit, der geringeren Schwankungen um den Mittelwert haben gegenüber dem Kontinentalklima. Es ist dies begründet in dem Einfluss der Nachbarschaft grosser Wassermassen, deren Temperaturänderungen nur langsam und allmählich vor sich gehen und sich innerhalb engerer Grenzen halten; ferner auch der feuchten Atmosphäre, welche abkühlenden Ursachen dadurch einen grossen Teil ihres Einflusses raubt, dass sie zu Kondensationen des Wasserdampfes Veranlassung gibt, welche durch die frei werdende Kondensationswärme die abkühlende Wirkung in hohem Grade schwächt.

Einfluss der Kontinente auf die Feuchtigkeit der Luft, auf die Bewölkung und die Niederschläge.

Da der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zum allergrössten Teile aus der Verdampfung des Wassers der Oceane herstammt, so wird natürlich der Feuchtigkeitsgehalt der Luft mit der Entfernung von dieser seiner Hauptquelle, das ist mit dem Eintreten in das Innere des Landes, abnehmen. Doch ist der Wasserdampfgehalt der Luft im Innern der grössten Kontinente, ja selbst in den Wüsten grösser als den geläufigen Ansichten darüber entspricht. Man darf ferner auch die untergeordneteren Quellen der Luftfeuchtigkeit: Verdampfung aus dem regenbenetzten Boden [1]), aus Flüssen und Seen, sowie aus der Vegetationsdecke, nicht ausser acht lassen.

Von dem Wasserdampfgehalt der Luft im Sommer im Herzen des grössten Kontinents geben folgende Zahlen eine Vorstellung. Julimittel der absoluten Feuchtigkeit in den Steppen und Wüsten von Südwestsibirien und Westturkestan (Dampfdruck in Millimeter): Orenburg 10,7, Fort Uralsk 10,2, Kasalinsk 11,2, Aralsk 10,9, Barnaul 11,2, Nukuss 12,1. (Selbst Yarkand in Ostturkestan hat 12,3 mm Dampfdruck im Juli.) Wir finden also hier noch einen durchschnittlichen Wasserdampfgehalt von 11 mm, d. i. der Wasserdampfgehalt der Luft im Juli in Wien, oder selbst in Paris, und nicht viel geringer als unter gleicher Breite an der Westküste Europas.

Nach den Beobachtungen von Rohlfs war der Wasserdampfgehalt der Luft im Juli und August in Ghadames 9,8 und 11,9 mm, und in der Oase Kauar in der Mitte der Sahara (18,8° N.) im Mai 13,0 mm.

In der libyschen Wüste in der Oase Kufra (24,5° N. Br.) war der mittlere Dampfdruck in der zweiten Hälfte August 8,3 mm und während der ersten Hälfte September 10,1 mm, d. i. gleich dem mittleren Wasser-

1) Man missverstehe dies nicht. Denken wir uns, die Seewinde würden allen ihren Wasserdampfgehalt schon in der Entfernung von 100 Meilen von der Küste als Regen abgegeben haben, so würde nun dieser Küstenstreifen wieder Wasserdampf für das Hinterland liefern.

dampfgehalt der Luft im Mai und im Juni in Wien. Selbst in den extremsten Fällen der Trockenheit betrug der Dampfdruck immer noch 5—6 mm.

Lichtenberg hatte demnach nicht so unrecht, wenn er sagte: Könnte man ebenso leicht Kälte erzeugen, wie man Feuer anmacht, so würde man auch in der Wüste leicht Wasser aus der Atmosphäre erhalten. Nach den Beobachtungen von Rohlfs hätte man in der Oase Kufra im August die Luft im Mittel um 21,5° C. abkühlen müssen (von 30,0° auf 8,5°), um ihren Wasserdampf zur Kondensation zu bringen, am 14. August 3^h p. m. lag der Taupunkt sogar 39° C. unter der Lufttemperatur (38,9°). Ein Emporsteigen der Luft um 2200 m (resp. um 3900 m) würde aber doch eine Wolkenbildung erzeugt haben.

Wenn aber auch der absolute Wassergehalt der Luft im Innern des Landes bei hoher Wärme im Sommer nicht so gering ist, so ist doch die Luft weit von ihrer Sättigung entfernt, die relative Feuchtigkeit ist sehr gering, das Evaporationsvermögen des Klimas sehr gross.

Die durchschnittliche relative Feuchtigkeit beträgt im Mittel der genannten Orte in Südwestsibirien (ohne Barnaul) und in Westturkestan im Juli 50 %, in Yarkand 47 %, während sie an der Westküste von Europa zu gleicher Zeit kaum unter 75 % herabsinkt. Die trockensten Monate gehen noch tiefer herab: Nukuss im Juni 42 %, im Tagesmittel, um 2^h p. m. bloss 19 %; Petro-Alexandrowsk, 1 ½ Längengrade östlich von Nukuss, in der Wüste gelegen, im Juni 29 %; Fort Aralsk im Juli 45 %. Noch grösser ist die Trockenheit in den Steppen und Wüsten unter niedrigeren Breitegraden: Ghadames im Juli 27 %, August 33 %; Oase Kauar Juni 28 %; Oase Kufra August 27 % (Mittel für 3^h p. m. 17 %), September 33 %. Im Pandschab und Nordwestindien ist die mittlere relative Feuchtigkeit im Mai zu Lahore 31 %, Agra 36 %, zu Ihansi April 30 %.

Im Winter ist in den Kontinenten der mittleren und höheren Breiten die Luft absolut sehr wasserdampfarm wegen der grossen Kälte, die dann herrscht, relativ

dagegen sehr feucht und der Sättigung nahe. Es nimmt dann die relative Feuchtigkeit von den Küsten gegen das Innere des Landes nicht ab, sondern sogar zu. Das Mittel der Stationen in Südwestsibirien und Westturkestan im Januar ist: Dampfdruck 1,7 mm, relative Feuchtigkeit 86 % (Yarkand 1,3 mm, 58 %). In den niedrigeren Breiten bei höherer Temperatur ist im Innern des Landes auch im Winter die Luft relativ trocken, so ergaben Rohlfs' Beobachtungen z. B. als Wintermittel für Murzuk (25° 54′ N. Br.) 4,6 mm Dampfdruck und 47 % relative Feuchtigkeit.

Aus dem Russischen Reiche liegen eine Anzahl von Messungen der Verdunstung vor, welche wegen gleicher Aufstellung der gleichen Apparate gut vergleichbare Relativwerte dieses klimatischen Elementes liefern, daher einige Hauptresultate hier Platz finden mögen:

Ort	Breite	Länge	Regen[1])	Verdunstung
Petersburg	59,9° N.	30,3° E.	51	30 cm
Elissawetgrad . . .	48,5	30,3	46	69 „
Kischinew	47,0	28,8	55	63 „
Astrachan	46,4	48,0	16	74 „
Akmolinsk	51,2	71,4	23	104 „
Nukuss	42,5	59,6	7	193 „
Petro-Alexandrowsk	41.5	61,1	6½	232 „
Katherinburg . . .	56,8	60,6	44	42 „
Ssalair	54,3	85,8	36	64 „

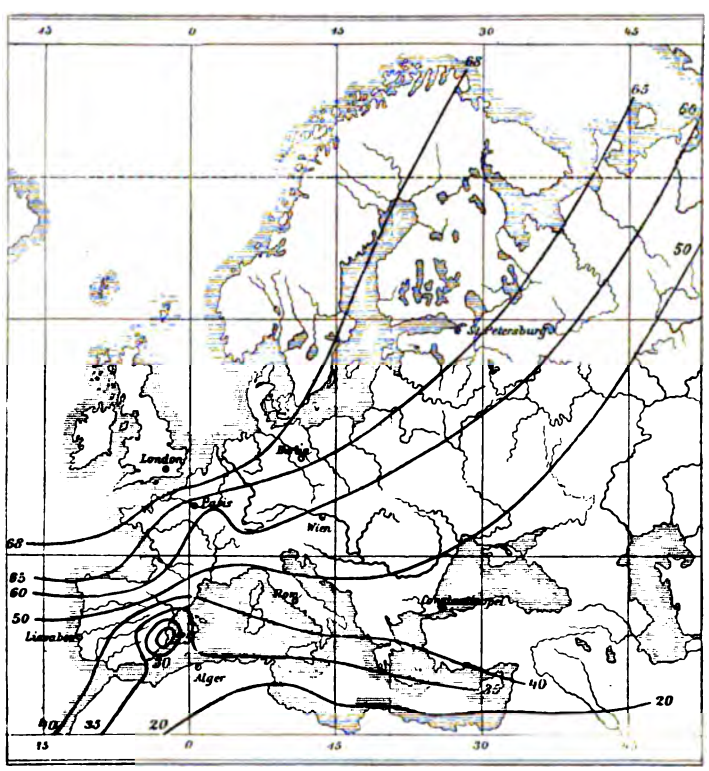
Man sieht, wie im Innern des Landes die Regenmenge abnimmt, während dagegen die Verdunstung sehr gross wird.

Der grösseren relativen Trockenheit im Innern des Landes entspricht auch eine geringere Bewölkung des Himmels oder eine grössere Heiterkeit desselben, namentlich im Sommer. Während in Nordwesteuropa die mittlere Himmelsbedeckung 68 % erreicht, nimmt sie nach SE hin im Innern des Landes ab und sinkt schon in Mittelrussland, nach Wild, auf 50 % herab (Dezember 76 circa, August 30, im Mittel von Kursk und Orel). Im westlichen Sibirien zwischen 50 und 60° N. Br. dürfte

[1]) Regenfall und Verdunstung aus den gleichen Jahrgängen.

das Jahresmittel 46 % sein, und in den Steppen von Südwestsibirien und Westturkestan nur 30 % (Nukuss 33, Irgis, Aralsk, Perowski 30). Im Sommer beträgt sie kaum noch 10 bis 20 %. Ostasien nimmt an der geringen

Fig. 4.



Isonephen von Europa nach Renou

Himmelsbedeckung (und relativen Trockenheit) Innerasiens Teil. Die mittlere Bewölkung von Peking, Nertschinsk, Nicolajew, Ajan und Ochotsk ist kaum 35 % im Jahresmittel und 20 % im Januarmittel (im Sommer aber höher, weil in diesem Klimagebiet dann die Regenzeit eintritt).

Die geringste Himmelsbedeckung dürften wohl Nordafrika, Arabien, dann die Wüstengebiete von Arizona und Neumexiko und vielleicht auch das Innere Australiens haben. Kairo hat eine mittlere Bewölkung von 19 %.

Das nebenstehende Kärtchen zeigt (nach Renou) die Abnahme der durchschnittlichen Himmelsbedeckung in Europa landeinwärts und von Norden nach Süden. Die Isonephen verlaufen daher hier im allgemeinen von SW nach NE.

Die Quantität und Häufigkeit der atmosphärischen Niederschläge nimmt im allgemeinen gleichfalls landeinwärts ab; aber diese Abnahme ist so unregelmässig und in so hohem Grade von der Bodenkonfiguration, Richtung der Gebirgszüge gegen die feuchten Winde u. s. w. abhängig, dass man keine allgemeinen Beispiele dafür geben kann und die Betrachtung der Verteilung der Niederschläge über die Kontinente am besten der speciellen Klimalehre überlassen wird.

Einfluss des Landes auf die Winde.

Von grösster klimatischer Bedeutung ist der Einfluss, den die Landflächen durch ihre vom Tag zur Nacht, namentlich aber vom Sommer zum Winter wechselnde Temperaturdifferenz gegen die umgebenden Wasserflächen auf die Luftcirkulation, d. h. auf die vorherrschenden Winde ausüben. Von diesen letzteren aber hängt wieder ab die Verteilung der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung und der Niederschläge.

Wir wollen zuerst ein lokales, auf die Küsten beschränktes Phänomen betrachten, das durch diese Temperaturdifferenzen bedingt wird.

Die Land- und Seewinde sind die am längsten bekannten periodischen Luftströmungen, die durch den Temperaturgegensatz zwischen Wasser und Land entstehen, ein Gegensatz, der sich beim Uebergang vom Tag zur Nacht umkehrt, und einen entsprechenden Windwechsel nach sich zieht. In niedrigen Breiten, wo ein

eigentlicher Winter fehlt, sind diese periodischen Winde eine das ganze Jahr hindurch auftretende Erscheinung, in höheren Breiten kommen sie fast nur in der wärmeren Jahreszeit zur Entwickelung.

Wenn man auch die Entstehung der Land- und Seewinde von jeher auf die ungleiche Erwärmung und Erkaltung von Wasser und Land zurückgeführt hat, so ist doch die eigentliche physikalische Erklärung derselben erst in neuerer Zeit gegeben und deren Richtigkeit durch den ungleichen Gang des Luftdruckes an der Küste und im Innern des Landes nachgewiesen worden.

Vorerst wollen wir uns aber mit den Erscheinungen selbst vertraut machen, welche die Land- und Seewinde und deren Wechsel begleiten.

„Die Bewohner der Seeküste in tropischen Klimaten erwarten jeden Morgen mit Ungeduld die Ankunft der Seebrise. Sie setzt gewöhnlich ein gegen 10^h vormittags. Mit ihrer Ankunft schwindet die drückende Schwüle des Morgens, und eine erquickende Frische der Luft scheint allen neues Leben und Lust zu ihren täglichen Arbeiten zu geben. Um Sonnenuntergang tritt abermals Windstille ein. Die Seebrise hat aufgehört und in kurzem setzt nun die Landbrise ein. Dieser Wechsel von Land- und Seewind, ein Wind von der See bei Tag und vom Land bei Nacht, ist so regelmässig in den tropischen Gegenden, dass man ihm mit gleicher Zuversicht entgegensieht, wie dem Aufgang und Untergang der Sonne.“ (Maury.)

Der Seewind ist nicht bloss durch seine relative Kühle erfrischend und wohlthätig, sondern auch dadurch, dass er die reine Seeluft auf das Land bringt und die Miasmen zerstreut, die so häufig flache tropische Küsten, im Bereich des Flutwechsels, höchst ungesund machen. Freier Zutritt des Seewindes gehört hier zu den wichtigsten Erfordernissen einer gesunden Lage (eines gesunden Klimas). Hingegen ist der Landwind oft geradezu schädlich (so namentlich an der tropischen Westküste Afrikas) und kann, wenn er ausnahmsweise länger weht, förmliche Epidemien zur Folge haben. Dies ist namentlich dort der

Fall, wo stagnierende Hinterwässer, die im Bereich des Flutwechsels liegen und von einer üppigen Vegetation umrandet werden, sich von der Küste landeinwärts erstrecken.

Wo die Seebrise dieselbe Richtung hat wie die vorherrschende Windrichtung (also an den meisten östlichen Küsten in den Tropen), verstärkt sie sich hie und da am Nachmittag bis zur Sturmesstärke, während der Landwind kaum fühlbar ist.

Umgekehrt verhält es sich auf der dem herrschenden allgemeinen Winde abgewendeten Küste, wo umgekehrt der Landwind stärker weht und die Seebrise oft nur ein Abflauen des herrschenden Windes bewirkt.

„Im Sommer der südlichen Hemisphäre,“ sagt Maury, „ist die Seebrise zu Valparaiso kräftiger entwickelt als an irgend einem Orte, an den mein Dienst (als Seemann) mich geführt hat [1]). Hier weht im Sommer regelmässig am Nachmittag die Seebrise mit wütender Stärke; Steine werden von den Spazierwegen aufgehoben und durch die Strassen getrieben, das Volk sucht Schutz, die Plätze sind menschenleer, das Geschäft ist unterbrochen, alle Kommunikation zwischen den Schiffen und der Küste ist abgeschnitten. Plötzlich sind Wind und See besänftigt und es herrscht Windstille. Die Ruhe, die nun folgt, ist wundervoll. Der Himmel ist ohne Wolken, die Atmosphäre die Durchsichtigkeit selbst, die Anden scheinen näher gerückt zu sein, das Klima, stets mild und gelind, wird nun doppelt lieblich durch den Gegensatz. Der Abend ladet ein das Haus zu verlassen und die Bevölkerung füllt die Strassen und Plätze — die Damen im Ballkostüm —, denn es gibt jetzt nicht genug Wind, um die leichteste Feder zu derangieren.

Dieser Umschlag tritt während des südlichen Sommers Tag für Tag mit der äussersten Regelmässigkeit

---

[1]) Die Ursache liegt wohl in dem Zusammenwirken von drei Umständen: abnorm niedrige Meerestemperatur, starke Erwärmung des trockenen dürren Landes unter der kräftigen Sonne des südlichen Sommers und eine herrschende Windrichtung (aus SW), die mit der Seebrise ziemlich zusammenfällt. Dasselbe ist mit gleichen Folgeerscheinungen an der kalifornischen Küste der Fall.
Der Autor.

ein, und gleichwohl scheint die Windstille immer wieder zu überraschen und einzutreten, bevor man Zeit hat, sich vorzustellen, dass der wütende Seewind so bald aufhören könnte [1]).“

Es dürfte schwer sein, über die Höhe, bis zu welcher sich die Seebrise erstreckt und über die Entfernung, bis zu welcher sie landeinwärts reicht, allgemeine Angaben zu machen, denn beide Umstände richten sich wohl vornehmlich nach den Lokalverhältnissen. Zu Coney-Island bei New York, also schon weit ausserhalb der Tropen, hat man vor kurzem Beobachtungen über die Höhe des Seewindes im Sommer (August) mittels eines Ballon Captif angestellt. Die Seebrise erstreckte sich über der ganz flachen Insel nachmittags bis zu etwa 150 m und in circa 200 m begann die obere entgegengesetzte Strömung, die Landbrise.

Dass über dem Seewind die Luft auf das Meer hinausströmt, erfuhr auch zu seinem Schaden ein Luftschiffer in Madras, der, auf den unteren Seewind rechnend, in seinem Ballon emporstieg, in der Höhe aber vom Landwind erfasst und auf das Meer hinausgetragen wurde.

Schon Dampier hat darauf aufmerksam gemacht, dass die Seebrise zuerst auf dem Meere draussen beginnt und sich allmählich bis zur Küste ausdehnt, während die Landbrise umgekehrt an der Küste beginnt und ihren Weg in die See hinaus forciert. Dem Beobachter an der Küste verrät sich das Einsetzen der Seebrise draussen auf hoher See durch das Kräuseln der Meeresoberfläche und die tiefblaue Färbung, die selbe dadurch annimmt, während an der Küste die See noch spiegelglatt und glänzend ist. In einer halben Stunde etwa erreicht die Seebrise das Land und wächst an Stärke bis zum Nachmittag.

Der Landwind verrät sich auf dem Meere draussen zuerst durch Pflanzengeruch und Blütenduft, der plötzlich die Luft erfüllt, bevor noch die Brise selbst wahrzunehmen ist.

---

1) Maury, The physical geography of the sea. Man sehe daselbst auch die lebendige Schilderung der Witterungsverhältnisse, die den Wechsel der Land- und Seebrise an den Küsten von Java begleiten, von Lieutenant Jansen.

Der Landwind scheint durchschnittlich viel schwächer aufzutreten als der Seewind. Da aber doch ebensoviel Luft vom Land wieder gegen die See hin abfliessen muss als umgekehrt, so ist dies kaum anders zu erklären, als dass in einiger Höhe über dem Erdboden auch der Landwind sehr kräftig ist. Durch die Reibung auf den Unebenheiten des Bodens wird in der untersten Schichte die Geschwindigkeit der Luftströmung über dem Lande sehr geschwächt, und am Ufer hat sie schon den längsten Weg über Land zurückgelegt. Umgekehrt kommt der Seewind am Ufer direkt von der See, über deren glatter Oberfläche die Reibung viel geringer ist als über dem Lande. Dazu kommt noch auf dem Lande die Verstärkung aller Winde bei Tag infolge der Erwärmung des Bodens, welche auch der Seewind über dem Lande erfahren muss.

Seitdem man registrierende Anemometer aufgestellt hat, ist man mit der Thatsache bekannt geworden, dass überall, unter allen Klimaten, auf dem Lande (und auch an den Küsten) die Windstärke, die Richtung des Windes mag was immer für eine sein, vom Morgen bis zum Nachmittag zunimmt, ungefähr um die Zeit des Maximums der Luftwärme ihre grösste Intensität erreicht, dann rasch abnimmt, bis nach Mitternacht das Minimum eintritt. Die Verstärkung des Windes vom Morgen (etwa von 8—9^h an) bis zum Nachmittag ist am grössten an heiteren Tagen; sie erreicht in manchen Klimaten zu gewissen Jahreszeiten eine solche Höhe, dass der Wind nachmittags zum Sturm anschwillt, während er abends wieder abflaut und nachts Windstille eintritt. So schildern uns namentlich Schweinfurth und Nachtigal die ausserordentliche Steigerung der Intensität des NE-Passats im Innern Afrikas bei Tag, während die Nächte ruhig sind [1]).

Espy und, in neuerer Zeit unabhängig davon, Koeppen haben wohl mit vollem Recht die Verstärkung, welche jeder Wind tagsüber auf dem Lande erfährt, zurück-

---

1) Eingehendere Nachweisungen über dieses Phänomen findet man in meiner Abhandlung: „Die tägliche Periode der Richtung und Stärke des Windes". Sitzungsber. d. Wien. Akad. Dezemberh. 1878.

geführt auf den Luftaustausch, der zwischen den oberen und unteren atmosphärischen Schichten bei Tag durch die Erwärmung des Bodens eingeleitet wird, und welcher die stets viel schneller bewegten oberen Schichten zur Erde herabbringt, indem diese die erwärmte aufsteigende Luft ersetzen.

Die Erklärung der Land- und Seewinde liegt im folgenden:

Am Morgen erwärmt sich das Land rascher als das Meer; die erwärmte Luft über dem Lande dehnt sich nach oben aus, oder, was dasselbe ist, der Luftdruck steigt in der Höhe über dem Lande, während über der See dies nicht der Fall ist. Infolgedessen beginnt zuerst die Luft über dem Lande in der Höhe gegen das Meer hin abzufliessen, und es steigt der Luftdruck draussen über der Meeresoberfläche, während er über dem Lande sinkt. Dies hat zur Folge, dass nun auch unten eine Luftströmung eintritt und zwar vom Meer gegen das Land, der Seewind. Dass nicht, nach der älteren Vorstellung, das erwärmte Land direkt aspirierend auf das Meer wirkt, zeigt sich deutlich darin, dass die Seebrise nicht zuerst an der Küste, sondern draussen auf dem Meere eintritt (wo der Luftdruck durch den oberen Zufluss am stärksten zugenommen hat). Bei Nacht verhält es sich umgekehrt: das Land erkaltet rascher als das Meer, die Erkaltung der Luft bewirkt ein Sinken des Luftdruckes in der Höhe über dem Lande [1], daher einen oberen Zufluss der wärmeren Luft von der See her, welcher in der Folge den Luftdruck an der Erdoberfläche über dem Lande steigen, über der See sinken macht. Daher entsteht in zweiter Linie eine Luftströmung vom Lande hinaus auf das Meer, der Landwind. In den Morgen- und Abendstunden, zwischen dem Windwechsel, tritt ein Gleichgewichtszustand und Windstille ein.

Die tägliche Periode ist zu kurz, um grössere Luftdruckdifferenzen zwischen Meer und Inland aufkommen

---

[1] Siehe über diesen Einfluss der Erwärmung und Erkaltung der Luft auf den Druck in den höheren Schichten die kleine Tabelle zu Anfang des folgenden Abschnittes über das Höhenklima.

zu lassen; die Druckunterschiede, welche die Land- und Seewinde erzeugen, sind so gering, dass sie erst in neuester Zeit überhaupt konstatiert werden konnten (dies ist namentlich geschehen von Blanford und Chambers [1]). Doch haben die registrierenden Barometer an den Küsten und im Innern von England selbst in den Jahresmitteln der stündlichen Werte des Luftdruckes jene oben erwähnten Druckdifferenzen an der Erdoberfläche erkennen lassen, welche die Land- und Seewinde in Bewegung setzen. Von 10^h morgens bis 11^h abends haben die Küstenstationen einen relativ höheren Luftdruck, während der Nacht hingegen die Landstationen, wie es auch sein muss, wenn wirklich in der Höhe bei Tag vom Lande gegen die See hin die Luft abfliesst, bei Nacht umgekehrt von der See gegen das Land.

Monsunwinde. Die entgegengesetzten Luftströmungen, welche die Umkehrung der Temperaturdifferenz zwischen Land und Meer in den zwei extremen Jahreszeiten, d. i. zwischen Winterhalbjahr und Sommerhalbjahr, hervorruft, gelangen entsprechend der längeren Zeit, während welcher diese Temperaturdifferenzen wirksam sind, zu einer viel grossartigeren Entwickelung und werden dadurch von tief eingreifender klimatischer Bedeutung. In den mittleren und höheren Breiten der nördlichen Landhemisphäre können sie sogar die allgemeine Cirkulation der Atmosphäre, in den unteren Schichten wenigstens, völlig zurückdrängen, so dass hier nicht mehr der Gegensatz zwischen Aequator und Pol, oder zwischen Süd und Nord, sondern jener zwischen Kontinent und Ocean, d. i. zwischen West und Ost, zur Vorherrschaft gelangt.

Dem Wechsel von Land- und Seewinden an der Küste in der täglichen Periode entspricht über den Kontinenten gleichfalls ein Wechsel von Land- und Seewinden in der jährlichen Periode, mit dem graduellen Unterschiede, dass jeder dieser Winde nahezu ein halbes Jahr hindurch anhält und eine viel grössere Mächtigkeit

[1] Blanford, Ueber Land- und Seewinde. Zeitschr. f. Meteorol. XII (1877) und Chambers Zeitschr. f. Meteorol. Bd. XV (1880), p. 196.

und Stärke erlangt. Man nennt diese mit den extremen Jahreszeiten wechselnden Winde Monsunwinde oder Winde der Jahreszeiten. Jeder Kontinent erzeugt solche Monsunwinde, aber nur die mächtigen durchgreifenden Winde dieser Art belegt man in der That mit dem Namen „Monsune“.

Um zu einer vollständigen Einsicht in die kausalen Bedingungen der Luftcirkulation zwischen Kontinent und Ocean, welche von so fundamentaler Wichtigkeit für die Klimatologie ist, zu gelangen, müssen wir etwas weiter ausholen und den Einfluss der Erwärmung und Erkaltung des Landes auf die Verteilung des Luftdruckes eingehender untersuchen, als dies vorhin geschehen ist. Da die hier in Betracht kommenden Einflüsse fast ein halbes Jahr in Wirksamkeit sind, so ist auch ihr Effekt auf die Luftdruckverteilung viel bedeutender und leicht direkt aus den Beobachtungen nachweisbar.

Die Erwärmung der Luftschichten über einer grösseren Landfläche und über ganzen Kontinenten geht im Unterschied zu jener über den Oceanen so vor sich. Der Boden erhitzt sich tagsüber unter dem Einfluss der Insolation, die untersten Luftschichten werden dadurch direkt mit erwärmt und steigen in einzelnen Partien in die Höhe, während andere kühlere dafür aus der Höhe niedersinken, wodurch ein fortwährender Luftaustausch zwischen höheren und tieferen Schichten entsteht, wie er sich in den zitternden Bildern verrät, die wir allemal wahrnehmen, wenn wir über eine erwärmte Fläche auf Gegenstände jenseits derselben hinsehen. Dieses Spiel aufsteigender und niedersinkender Luftmassen wird zwar bei Nacht, wenn der Boden (nicht aber die etwas höheren Luftschichten) durch Strahlung rasch erkaltet, unterbrochen, setzt sich aber am nächsten Tage wieder fort und die Erwärmung der untersten Luftschichten über dem Lande teilt sich so allmählich höheren und höheren Schichten mit. Dazu kommt noch die Erwärmung der Luftschichten durch die Wärmestrahlung des Bodens selbst. Die Luft ist zwar sehr diatherman (wärmedurchlässig) für die leuchtenden Sonnenstrahlen, weniger jedoch für

die Strahlung eines Körpers von niedriger Temperatur, wie der Erdboden. Die Wärmestrahlung desselben wird deshalb von den unteren Luftmassen absorbiert und trägt zu ihrer Erwärmung bei.

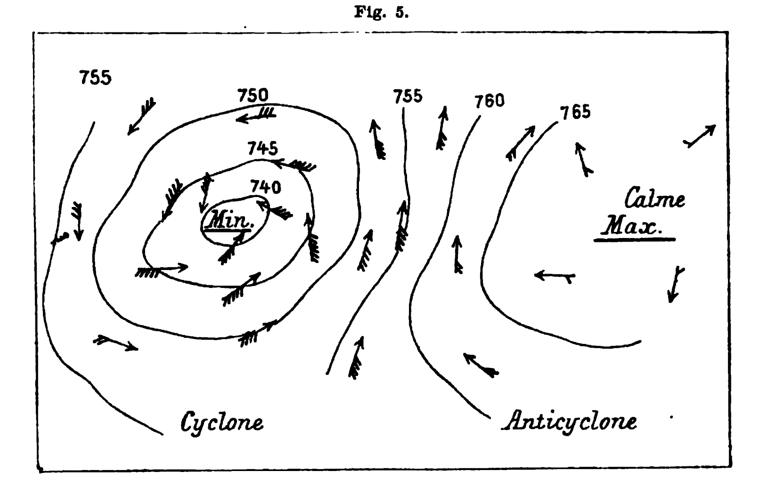
Unter dem Einfluss dieser von unten nach oben fortschreitenden Erwärmung dehnen sich die über dem Lande lagernden Luftschichten aus, die höheren Schichten werden von den unteren gehoben, der Luftdruck in der Höhe steigt deshalb; die Flächen gleichen Luftdruckes, die bei gleichförmiger Verteilung der Temperatur horizontal sind, so dass man in derselben Höhe (Entfernung vom Meeresniveau) überall denselben Luftdruck trifft, heben sich über dem erwärmten Lande und senken sich gegen das kühlere Meer hin. Angenommen, man wäre imstande, in einem Luftballon stets in derselben Seehöhe sich zu erhalten, so würde man von der Küste in das Innere des erwärmten Kontinents gelangend den Luftdruck in dieser Höhe fortwährend steigen sehen bis in das Centrum der erwärmten Landmasse. Infolgedessen haben die Luftschichten in der Höhe ein Gefälle vom Kontinent gegen das kühlere Meer hinaus und die Luft fliesst dahin ab. Dadurch wird der Luftdruck über dem Innern des Landes sinken, weil die drückende Luftmasse sich dort vermindert, über dem Meere steigen, weil hier ein Luftzuschuss in der Höhe eintritt. Im Meeresniveau entsteht dadurch ein dem oberen entgegengesetztes Gefälle der Luft vom Meere gegen das Land hin, von der Stelle höheren Druckes gegen die Stelle niedrigeren Luftdruckes, und die untere Luft muss deshalb von allen Seiten gegen den erwärmten Kontinent zufliessen. Da aber durch die Erdrotation diese Luftströmungen abgelenkt werden, und zwar auf der nördlichen Hemisphäre nach rechts, auf der südlichen nach links (im Sinne ihrer Bewegung genommen), so werden wir an den Rändern der Kontinente folgende Luftströmungen (Sommermonsune) zu erwarten haben:

	Westküste	Nordküste	Ostküste	Südküste
Nördl. Hemisphäre	NW	NE	SE	SW
Südl. „	SW	NW	NE	SE

Nach der jetzt üblichen Klassifikation der Windsysteme bezeichnet man eine derartige Luftbewegung, wie sie um einen über die umgebenden Oceane stark erwärmten Kontinente sich einstellt, als eine cyklonische.

Eine cyklonische Luftbewegung stellt sich überall dort ein, wo der Luftdruck niedriger ist als in der Umgebung; eine anticyklonische dort, wo der Luftdruck ein Maximum erreicht hat und nach allen Seiten hin abnimmt. Die folgende Figur erläutert die Luftströmungen, welche (auf der nördlichen Hemisphäre) um die Gebiete niedrigen und hohen Luftdruckes sich einstellen, indem sie dabei zwei Kräften folgen: der Schwerkraft, welche die Luft zwingt, von der Gegend höheren zur Gegend niedrigeren Druckes hinzufliessen, und der ablenkenden Kraft der Erdrotation (nach rechts, im Sinne der Bewegung, auf der nördlichen Hemisphäre, nach links auf der südlichen). Die Luftmassen bilden unter dem Einfluss beider Kräfte einen Wirbel, in dem sich die Luft um das Barometerminimum von rechts nach links dreht, entgegengesetzt dem Zeiger einer Uhr, um das Maximum von links nach rechts mit dem Zeiger einer Uhr. Auf der südlichen Hemisphäre verhält es sich umgekehrt. Wie die beistehende Figur zeigt, sind die Barometer-

Fig. 5.



differenzen im allgemeinen grösser, oder die Abstände der Linien gleichen Luftdruckes (Isobaren) kleiner im Gebiete eines Barometerminimums, als im Gebiete des Maximums; dort herrschen

dementsprechend heftigere Luftströmungen (die Befiederung der Pfeile in der Figur ist der Windstärke proportional) oder Stürme, im Gebiete des Maximums Windstille oder schwache Winde. Die Luftdruckdifferenz zwischen zwei Orten, genommen in der Richtung des Maximums der Aenderung, das ist senkrecht auf die Isobaren, nennt man den barischen Gradienten, er ist im allgemeinen ein Mass für die Intensität der Luftbewegung.

Ein Beispiel der Temperatur- und Luftdruckverteilung über einem erwärmten Lande und der dadurch hervorgerufenen Winde zeigt die nächste Figur, welche diese Verhältnisse im Juli über der Pyrenäenhalbinsel zur Darstellung bringt. Es entwickelt sich in dieser

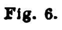
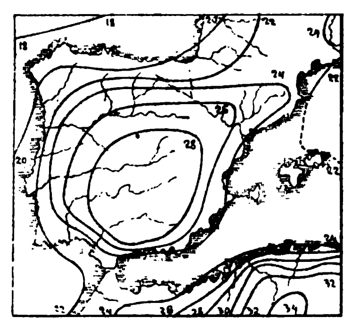
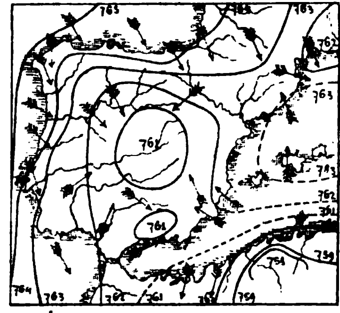


Fig. 6.





Jahreszeit eine cyklonische Bewegung der Luft um die Pyrenäenhalbinsel und um Nordafrika. Im grössten Massstabe findet ein solcher Vorgang statt über dem Kontinente von Asien und Europa während des Sommers. Ist die Temperaturdifferenz zwischen Festland und Meer nicht erheblich, die Ausdehnung des ersteren gering, oder existieren infolge einer gewissen allgemeinen prädominierenden Luftdruckverteilung vorherrschende allgemeine Luftströmungen (wie z. B. die Passate in dem Tropengürtel), so äussert sich der Einfluss des Kontinents nur durch eine Ablenkung der vorherrschenden Winde, die ablenkenden Kräfte haben die oben angegebene Richtung.

Wenn, wie wir dies über der pyrenäischen Halbinsel eben gesehen haben, im grossartigeren Massstabe

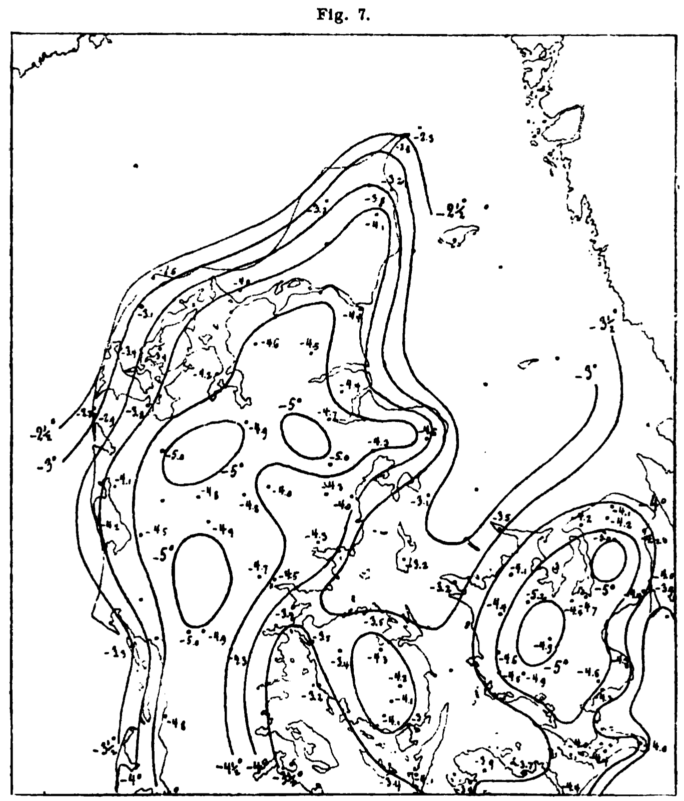
im Sommer über den grossen Kontinenten antreffen, die die Luft unten von allen Seiten dem Kontinent zuströmt, so müsste das Luftdruckminimum bald ausgefüllt werden und verschwinden, wenn nicht in der Höhe die Luft in entgegengesetzter Richtung fortwährend abfliessen würde. Warum dies geschieht und dass dies eigentlich der primäre Vorgang ist, haben wir oben schon eingehender erörtert. Man stellt sich gern die Luftbewegung über einem erwärmten Kontinent unter dem Bilde eines grossartigen aufsteigenden Luftstromes (courant ascendant) vor. Diese Vorstellung muss aber dahin berichtigt werden, dass ein „Wind in die Höhe“, wie wir ihn im Gebirge thatsächlich kennen lernen werden als einen wahren courant ascendant, über grossen erwärmten Landflächen nicht existiert und auch physikalisch nicht existieren kann. Die Erwärmung dehnt die Luft über dem Lande allmählich in ihrer ganzen Mächtigkeit aus und hebt die oberen Luftschichten über das Niveau des Gleichgewichts, weshalb sie in der Höhe nach aussen abfliessen. Aber da die Erwärmung fortdauert, treten neue Luftmassen von unten, durch thermische Ausdehnung gehoben, an ihre Stelle, und so dauert der Vorgang fort. Das einzelne Luftteilchen, das zu Anfang am Boden war, braucht wahrscheinlich geraume Zeit, bis es in die höhere Schichte kommt, wo das Abfliessen stattfindet; es steigt nicht direkt vom Boden zu dieser Höhe auf, sondern wird im Spiel aufsteigender und absteigender Luftbewegungen nur allmählich mit Rückfällen diese Höhe erreichen [1]).

Das entgegengesetzte System der Luftströmungen tritt über den Kontinenten der mittleren und höheren Breiten ein im Winter, wo dann das Meer wärmer ist als das Land. Den Einfluss des Landes auf den Verlauf der Isothermen im Winter bringt die folgende Figur sehr schön zur Darstellung. Sie zeigt die Wärmever-

[1]) Dass ersteres nicht der Fall ist, dafür spricht zunächst die langsame Wärmeabnahme mit der Höhe bei heiterem Sommerwetter, dann das Fehlen einer konstanten Wolkendecke des Nachmittags. Die Luft ist selbst in den Wüsten nicht trocken genug, um 3—4000 m aufsteigen zu können, ohne durch Abkühlung einen Wolkenschirm zu erzeugen. Die Wärmeabnahme mit der Höhe aber müsste bei direktem Aufsteigen der Luft 1° C. für 100 m erreichen, während sie circa nur halb so gross ist.

teilung über Dänemark im Mittel des Monats Januar 1880. Hoher, ziemlich gleichmässig verteilter Luftdruck über Europa hielt damals den sonst präponderierenden Einfluss der oceanischen Westwinde ab und gestattete

Fig. 7.



Isothermen des Januar 1880 über Dänemark.

das ungetrübtere Hervortreten der Lokaleinflüsse. Das Bild, das im allgemeinen Mittel der Verlauf der Isothermen über den grossen Kontinenten der höheren Breiten darbietet, sehen wir hier im kleinen wiederholt über Jütland, Fünen und Seeland; jede Insel und

Halbinsel hat ihr Kältecentrum, überall nimmt die Temperatur gegen die Küsten zu. Und dies ist nicht ein besonderer Ausnahmsfall, sondern eigentlich die Regel, die nur im vorliegenden Monat besonders gut hervortritt. Ganz ähnlich verlaufen die Isothermen über den britischen Inseln im Dezember 1879 und im Januar 1881 [1]).

Unter solchen Verhältnissen fliesst dann in der Höhe die Luft von den Oceanen gegen die Kontinente hin ab, über den ersteren entsteht ein barometrisches Minimum und infolgedessen eine cyklonische Bewegung der umgebenden Luftmassen. Ueber dem Kontinent steigt dagegen der Luftdruck infolge des Luftzuflusses in der Höhe, es bildet sich über demselben ein Luftdruckmaximum und die Luft fliesst infolgedessen nun unten vom Festland gegen die Meere hin ab, in die cyklonische Bewegung über denselben eintretend.

Wir wollen diesen Fall nun näher betrachten, können uns aber dabei auf die nördliche Hemisphäre beschränken, da der südlichen Hemisphäre ohnehin unter höheren Breiten ein Kontinent fehlt.

Indem die Luft aus einem Barometermaximum der nördlichen Hemisphäre abfliesst und die Erdrotation diese allseitig abströmenden Luftmassen nach rechts ablenkt, werden an der Ostseite eines Kontinents NW-Winde, an der Südseite NE-, an der Westseite SE- und an der Nordseite SW-Winde entstehen. Der Sinn der Drehung der Luftbewegung um das Barometermaximum ist daher von links nach rechts (mit dem Uhrzeiger), also entgegengesetzt der Drehung um ein Luftdruckminimum. Deshalb hat man das System von Luftströmungen um ein Barometermaximum eine Anticyklone genannt. Das Kärtchen der Isobaren und Winde für den Januar zeigt die Luftdruck- und Windverteilung auf dem Kontinent von Asien-Europa.

Das Luftdruckmaximum liegt dann in der Gegend des Baikalsees. Die Ostküste von Asien hat vorherrschend NW-Winde, die dem Barometerminimum über dem

---

1) Siehe das Quarterly Journal der Londoner Meteorol. Society, 6. u. 7. Bd.

nördlichen Pacific zuströmen, d. h. der linken Seite einer Cyklone angehören. Südasien hat N- und NE-Winde, Turkestan und das südliche Sibirien Ostwinde, Nordasien hat SW-Winde. Europa, mit Ausnahme von Südeuropa, gehört noch dem Gebiet der grossen cyklonalen Luftbewegung über dem Nordatlantischen Ocean an und hat deshalb West- und Südwestwinde. Die normale Entwickelung der anticyklonalen Luftbewegung auf dem Kontinente von Asien-Europa wird durch die unsymmetrische Verteilung des Luftdruckes, namentlich durch die weit in das europäische Eismeer hinein verlaufende Zunge des atlantischen Barometerminimums gestört. Die grosse Wichtigkeit dieser Störung für das Klima Nordeuropas werden wir später noch ausführlicher erörtern.

Wie Asien so hat auch Nordamerika im Winter an seiner Ostküste vorherrschende NW-Winde, die der Rückseite des atlantischen Barometerminimums angehören. An der Westküste ist eine regelmässige Entwickelung der Luftströmungen durch die längs der Küste verlaufenden mächtigen Gebirgsketten ausgeschlossen.

Man beachte ferner die grosse Zunahme der Luftdruckdifferenz zwischen Kontinent und Meer (in mittleren und höheren Breiten) beim Uebergang vom Sommer zum Winter, wie sie ein Vergleich der Isobaren des Juli mit denen des Januar ergibt. Im Sommer ist die Druckdifferenz zwischen dem Barometerminimum Innerasiens und dem Barometermaximum des Atlantischen und Pacifischen Oceans circa 15 mm; im Winter dagegen beträgt diese Differenz (im entgegengesetzten Sinne) gegen den Nordatlantischen Ocean mindestens 35 mm, gegen den Nordpacifischen 25 mm, sie hat sich also durchschnittlich verdoppelt. Diese Erscheinung ist nach dem, was wir früher über den Einfluss des Landes auf die Lufttemperatur bemerkt haben, leicht erklärlich. Im Sommer nimmt die Temperatur in viel geringerem Masse vom Meer gegen den Kontinent hinein zu, als sie im Winter in dieser Richtung hin abnimmt. Wir haben früher (S. 84) den Temperaturunterschied unter dem 53.° N. Br. zwischen der Westküste Europas und Westsibiriens gefunden, im Sommer zu 6,7°,

im Winter zu 23,7°. Der Kontinent erkaltet viel stärker im Winter, als er sich im Sommer erwärmt. Die Luftcirkulation zwischen Meer und Kontinent ist daher viel energischer und mächtiger im Winter als im Sommer. Mit anderen Worten: Das Gefälle der Flächen gleichen Druckes in den höheren Schichten der Atmosphäre vom Ocean gegen einen grossen Kontinent ist im Winter viel steiler, als das umgekehrte vom Kontinent gegen das Meer im Sommer.

Daraus resultiert eine bedeutende Anhäufung von Luft über den Kontinenten im Winter und die Entwickelung starker Luftdruckmaxima über denselben, und ebenso die Entstehung tiefer Barometerminima über den relativ wärmsten Teilen der nördlichen Oceane. Damit hängt, nebenbei bemerkt, auch zusammen die viel stürmischere Luftbewegung, sowie die stärkeren Temperaturschwankungen des Winters gegenüber jenen des Sommers. In dieser letzteren Jahreszeit ist die Temperaturverteilung über der ganzen Hemisphäre eine viel gleichmässigere und damit auch die Verteilung des Luftdruckes.

Klimatische Unterschiede der West- und Ostküsten der Kontinente in höheren Breiten. In dem, was wir eben über die vorherrschenden Winde an den Westseiten und Ostseiten der Kontinente der nördlichen Hemisphäre gesagt und begründet haben, liegt die Erklärung des durchgreifenden klimatischen Unterschiedes zwischen den Westküsten und Ostküsten in mittleren und höheren Breiten. An den Ostküsten herrschen im Winter trockene kalte Landwinde, die aus den kältesten Teilen des Kontinents herkommen, das Kontinentalklima erstreckt sich daher zu dieser Jahreszeit bis an die Küste selbst, und sogar noch auf die derselben benachbarten Inseln hinaus, wie z. B. in Ostasien bis über die japanischen Inseln.

Im Sommer hingegen herrschen umgekehrt feuchte Seewinde aus südöstlicher Richtung. Die Küstenstriche der höheren Breiten nördlich von 45° circa bekommen jetzt ein nasses trübes Seeklima, sie erleiden demnach Sommer wie Winter einen abkühlenden Einfluss und die Mitteltemperatur muss deshalb viel niedriger sein, als an

den Westküsten, wo eine Tendenz zu südlichen Winden und Seewinden vorwaltet.

Die folgenden Zahlen geben eine präcisere Darstellung der oben mit Worten skizzierten Verhältnisse. Die ersten drei Kolumnen geben die Häufigkeit der Winde in Prozenten, die zweiten deren Einfluss auf die mittlere Temperatur, d. h. die Abweichungen vom Mittelwert [1]).

I. Winter.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
			Häufigkeit.					
Westeuropa	6	8	9	11	13	**25**	17	11
Ostasien .	17	8	5	6	6	8	18	**32**
Oestl.Union	11	15	6	6	7	18	14	**23**
			Temperaturabweichung.					
Westeuropa	— 3,0	— 3,9*	— 3.2	— 1,3	1.3	**3.1**	2,4	— 0,4
Ostasien	— 0,6	0,3	1,3	2,8	**3,5**	2,1	— 0,3	— 1,2*
Oestl.Union	— 2,4	0.6	3,6	5,3	**5.8**	4,2	0,6	— 2,5*

II. Sommer.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
			Häufigkeit.					
Westeuropa	9	8	7	7	10	**22**	20	17
Ostasien .	10	9	12	**26**	16	10	7	10
Oestl. Union	8	12	6	11	13	**28**	9	13
			Temperatur.					
Westeuropa	— 0,1	0,9	1.7	**2,2**	1,7	0,2	— 1,0	— 1.0*
Oestl. Union	— 1,8	— 1,9*	— 1,6	— 0.4	1,0	**1,2**	0,1	— 1,2

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, dass in Europa im Winter der wärmste Wind (SW) vorherrscht, in Ostasien und in den östlichen Vereinigten Staaten der kälteste (NW); in Ostasien namentlich herrschen im Winter die kontinentalen N-, NW- und W-Winde mit einer passatartigen Beständigkeit. Im Sommer dreht sich die Windrichtung in Westeuropa von SW mehr gegen W und NW, die Aenderung ist also nicht durchgreifend; in Ostasien jedoch springt der herrschende Wind geradezu in die entgegengesetzte Richtung um, von NW nach SE; geringer, wenn auch in einem ähnlichen Sinne, ist die Aenderung in den östlichen Uferstaaten der

[1]) Ueber die Art der Ableitung dieser Mittelwerte siehe meine Abhandlung: Untersuchungen über die Winde der nördlichen Hemisphäre. I. u. II. Sitzungsber. d. Wien. Akad. LX. Bd. 1869 u. LXIV. Bd. 1871. Für Ostasien und Amerika die Winde hier neu berechnet.

Union. Folgende Zahlen bringen diesen Windwechsel zum Ausdruck; sie sind erhalten worden, indem die Häufigkeit im Winter von der im Sommer subtrahiert wurde. Zum Vergleich wurden auch die für Russland und Westsibirien geltenden Zahlen mit aufgenommen.

(I)	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Summe
		Aenderung der Häufigkeit.							
Westeuropa	3	0	−2	−4	−3	−3	3	6	24
Russland	5	1	−1	−6	−4	−3	2	6	28
Westsibirien	6	4	−3	−4	−4	−6	2	6	35
(II)									
Ostasien	−7	1	7	20	10	2	−11	−22	80
Oestl. Union	−3	−3	0	5	6	10	−5	−10	42

Im Sommer dreht sich der Wind der See zu nach NW an der Westseite, nach SE an der Ostseite des Festlandes; der Einfluss dieser Winde ist überall ein abkühlender, da im Sommer die vom Lande her wehenden Winde die wärmsten sind.

Die nebenstehenden Figuren veranschaulichen den Unterschied in den vorherrschenden Winden an den West- und Ostküsten, sowie deren Temperatureffekt. Die Länge der Radien vom Mittelpunkt des Kreises ist proportional der Häufigkeit der Winde, die schattierte Fläche jener Figur, welche die Windhäufigkeit darstellt, enstpricht dem Teil der Windrose, welchem die abkühlenden Windrichtungen angehören. Der Inhalt dieser Fläche ist also proportional dem abkühlenden Einfluss der Winde, und man sieht deutlich, um wie viel grösser dieser Einfluss im Winter an den Ostküsten ist gegenüber jenem an den Westküsten.

Im Winter kommen die abkühlenden Winde von der Landseite (Westküste aus NE, Ostküste aus NW), im Sommer von der Seeseite. Die Seeseite ist auch die Regenseite der Windrose.

Die Aenderungen in der Richtung des kältesten und wärmsten Windes (welche allerdings im allgemeinen durch den Verlauf der Isothermen gegeben sind [1]), sowie

[1] Hr. Woeikoff hat darauf aufmerksam gemacht, dass die Richtung des kältesten Windes nach den von mir berechneten Windrosen nicht senkrecht steht auf die Richtung der Isothermen, sondern links von den Normalen auf die Isothermen liegt, der Winkel beträgt 22 bis 45°.

ihres Temperaturunterschiedes beim Uebergang von der Westseite zur Ostseite des grossen europäisch-asiatischen

Fig. 8.

Winter

West-Küste Ost-Küste

Sommer

West-Küste Ost-Küste

Kontinents ersieht man sehr deutlich aus den folgenden kleinen Tabellen:

I. Winter.

Richtung des	NW-Europa	Deutschland	Mittelrussland	Westsibirien	Ostasien	Oestl. Union
kältesten	N 62° E	N 46° E	N 26° E	N	W 44° N	W 65° N
wärmsten Windes	S 44° W	S 55° W	S 21° W	S 15° W	E 84° S	E 81° S
Temp.-Diff.	5,6°	7,1°	10.6°.	11,1°	4,7°	8,7°

Die Richtung des kältesten Windes dreht sich von ENE über N nach NW, die des wärmsten Windes nur von SW nach S. Die Temperaturdifferenz und damit der Temperaturwechsel beim Umspringen des Windes sind am grössten im Innern des Kontinents. Die hohe Temperatur der SE- und S-Winde im Osten der Vereinigten Staaten wird erklärt durch deren Herkunft vom warmen Golfstrome. Da im Januar die Wärmeabnahme zwischen 20° und 60° N. Br. an den Westküsten 0,5° C. beträgt, an den Ostküsten aber 1,3°, also fast dreimal rascher erfolgt, so müssen im allgemeinen die Ostküsten grösseren Temperaturwechseln im Winter unterliegen als die Westküsten. Dass dies in Ostasien weniger hervortritt, liegt in der Beständigkeit seiner Windverhältnisse.

II. Sommer.

Richtung des	NW-Europa	Deutschland	Mittelrussland	Westsibirien	Oestl. Union
kältesten	W 20° N	W 22° N	W 53° N	W 77° N	N 43° E
wärmsten Windes	E 32° S	E 45° S	E 39° S	E 76° S	S 29° W
Temp.-Diff.	3.7°	3.4°	3,4°	4.5°	3,3°

Die Richtung des kältesten Windes dreht sich von WNW über N nach NE, die des wärmsten Windes wird im Innern des Landes südlicher und an der Ostküste zu SSW. Die Temperaturdifferenz der Winde ist im Sommer geringer und damit auch deren Einfluss auf den Wärmewechsel.

Den systematischen Temperaturunterschied zwischen den Ostküsten und Westküsten scheint zuerst Georg Forster (1794) erkannt zu haben, indem er der zu seiner Zeit herrschenden Ansicht, dass Amerika überhaupt kälter sei als der östliche Kontinent, entgegentrat und

auf das milde Klima der amerikanischen Westküste gegenüber dem von Ostasien aufmerksam machte. Humboldt hat dann den Temperaturunterschied zwischen der Ostküste von Nordamerika und der Westküste von Europa genauer ermittelt. (Centralasien, II. B.) Wir wollen hier seine Vergleichungen anführen mit Hilfe der jetzt besser bekannten Temperaturmittel und selbe etwas erweitern.

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d. Jahresmittel
Nain (Labrador) . .	57,2°	− 3,8	− 19,9	10,6	
Aberdeen (Schottl.) .	57,2	8,2	2,9	14,3	12,0
S. Johns (Neufundl.)	47,6	4,5	− 5,3	15,3	
Brest (Frankreich) .	48,4	12,0	6,6	18,2	7,5
Halifax	44,7	6,3	− 5,2	18,0	
Bordeaux	44,8	12,8	5,8	20,6	6,5
New York	40,8	10,6	− 1,7	24,2	
Neapel	40,8	16,5	9,0	25,1	5,9
Norfolk (Virginia) .	36,8	15,1	4,6	25,9	
S. Fernando (Span.)	36,5	17,5	11,5	24,5	2,4

Der Temperaturunterschied zwischen den gegenüberliegenden Küsten des Atlantischen Oceans nimmt mit der Breite ab, und in circa 30° N. haben die amerikanischen Südstaaten mit Nordafrika vergleichbare Mitteltemperaturen. Man wird bemerken, dass bis zum 39. Breitegrad herab auch die Sommertemperatur der amerikanischen Küste niedriger ist als die Europas unter gleicher Breite. In höheren Breiten hat demnach das Küstenklima Nordamerikas im Winter ein kontinentales Klima, im Sommer ein gemässigtes Seeklima, in beiden Jahreszeiten daher eine negative Temperaturanomalie, wodurch die niedrige Jahrestemperatur erklärlich wird.

Ein ähnlicher Gegensatz der mittleren Jahrestemperaturen besteht auch zwischen den beiden entgegengesetzten Küsten des nordpacifischen Oceans; die Wintertemperatur ist an der Ostküste Asiens infolge der fast konstant wehenden Landwinde (NW) noch stärker erniedrigt als in Nordamerika, die Sommertemperatur dagegen höher, während sie umgekehrt an der Nordwest-

küste Amerikas viel niedriger ist als an den europäischen Küsten. Folgende Daten mögen eine präcisere Vorstellung von diesen Temperaturverhältnissen geben.

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d. Jahres-temper.
Ajan	56,5°	− 3.9	− 20,4	12.4	
Sitka	57.1	5.7	− 1,0	12.6	9.6
Nikolajewsk a. A. .	53.2	− 2.5	− 22,9	16.4	
Ft.Tongass (S.Alaska)	54,8	8,1	1,1	15,1	10,6
Wladiwostok . . .	43.2	4.6	− 15.0	20.8	
Ft. Umpqua (Oregon)	43.7	11,4	6,8	15.5	6,8
Peking	39.9	11.8	− 4.6	26.2	
Marysville (Kalif.) .	39.2	16.4	7,4	25.3	4,6
Shanghai	31.2	15.7	3,2	28.2	
San Diego (Kalif.) .	32.7	16.7	11.9	22,2	1,0

Zwischen 60° und 40° Breite beträgt der Unterschied der Wintertemperaturen hier mehr als 20°, und noch unter dem 32. Breitegrad fast 9° C.

Gemeinsam ist beiden Ostküsten der nördlichen Kontinente eine extreme Schwankung der Temperatur vom Winter zum Sommer, sie gehören demnach den excessiven Klimagebieten an, besonders die Ostküste von Asien, während die Westküsten ein limitiertes oceanisches Klima haben mit geringer Jahresschwankung der Temperatur.

Das Klima der Ostküsten trägt im Winter während des Vorherrschens der Landwinde auch in Bezug auf die wichtigsten andern klimatischen Elemente den Charakter eines Kontinentalklimas: geringe relative Feuchtigkeit, geringe Bewölkung und Mangel an Niederschlägen. Letzterer ist aber nur an der Ostküste Asiens entschieden vorhanden. Auch die vorwiegenden Sommerregen, welche in Ostasien zu einer eigentlichen Regenzeit abgegrenzt sind, sind ein Charakterzug der Ostküsten und zugleich der nördlichen Kontinentalflächen. Die Westküsten haben infolge der das ganze Jahr hindurch vorherrschenden Seewinde hohe Feuchtigkeit und Bewöl-

kung und gleichmässiger über das ganze Jahr verteilte Niederschläge.

Im kleineren Massstabe wiederholen sich die klimatischen Unterschiede, welche wir zwischen den West- und Ostküsten der Kontinente nördlich von circa 30° N. Br. nachgewiesen haben, selbst an den West- und Ostküsten von Halbinseln und grösseren Inseln in der Nähe der Kontinente, oder an den Ost- und Westufern der Binnenmeere in den mittleren und höheren Breiten. Ueberall besteht hier im Winter eine Tendenz zur Bildung eines Barometerminimums über den eingeschlossenen Meeresteilen und zum Auftreten von südlichen und westlichen Seewinden an der Ostseite, zu nördlichen Landwinden an der Westseite der grossen Wasserbecken, welche die schon im grossen geschilderten Effekte auf das Klima hier in geringem Masse gleichfalls hervortreten lassen. Dieser Einfluss macht sich besonders geltend zu Zeiten, wo infolge einer besonderen Luftdruckverteilung die allgemeinen grossen Strömungen der Atmosphäre den betreffenden Teil der Erdoberfläche nicht mehr beherrschen und die lokalen Verhältnisse ein selbständiges Regime der Luftströmungen erzeugen können, wie Hoffmeyer an einigen lehrreichen Beispielen nachgewiesen hat [1]).

Im Sommer ist der Einfluss der Wasserbecken geringer und erfolgt im entgegengesetzten Sinne. Die Nähe einer grossen Wasserfläche wirkt jetzt abkühlend.

Im Frühling wirken grosse Wasserflächen temperaturerniedrigend, besonders wenn sie in höheren Breiten im Winter mit Eis sich bedecken, dann wird die Wärmezunahme im Frühling lange verzögert; im Herbst dagegen wirken sie umgekehrt durch ihre langsamere Abkühlung temperaturerhöhend.

Jeder See oder selbst jeder grosse Fluss wirkt, wenn auch in sehr geringem, oft gar nicht direkt aus den meteorologischen Aufzeichnungen nachweisbarem Grade in der oben erörterten Weise auf die Wärmeverhältnisse seiner Umgebung.

---

[1]) Zeitschr. f. Meteorol., Bd. XIV, p. 73.

Die grössere Luftfeuchtigkeit in der Nähe von Wasseransammlungen bedingt reichlicheren Tau im Sommerhalbjahr, häufigere Nebelbildung besonders im Frühling und Herbst, wo die Wasserfläche mit ihren Wärmeänderungen hinter jenen des Ufers zurückbleibt, und deshalb häufige Mischungen von wärmeren und kühleren Luftmassen eintreten.

Einen specielleren Nachweis für den Einfluss grosser Seen (speciell des Michigansees) auf die Temperatur ihrer Nachbarschaft findet man in dem Abschnitt über das Klima von Nordamerika.

Der Einfluss der Meeresströmungen auf das Klima. Der Temperaturunterschied der Westküsten und der Ostküsten der Kontinente wird nicht allein durch die vorherrschenden Winde bestimmt, auch die Meeresströmungen spielen dabei eine bedeutende Rolle, und namentlich in den niedrigeren Breiten, wo sich die Wärmeunterschiede der West- und Ostküsten unter ihrem Einfluss geradezu umkehren.

Es kann jetzt kaum mehr ein Zweifel darüber bestehen, dass die grossen Meeresströmungen ihre Entstehung den vorherrschenden Winden verdanken, und dass daher auch im grossen ganzen die Richtungen der Meeresströmungen mit der Richtung der über den betreffenden Teilen der Oceane vorherrschenden Winde übereinstimmt [1]). Man muss daher die Meeresströmungen selbst als ein meteorologisches Phänomen ansprechen.

Wir geben in nachfolgendem ein schematisches Bild der Oberflächenströmungen der oceanischen Becken zu beiden Seiten des Aequators (nach Wilds Thalassa) und ersuchen, dasselbe mit den beiden Karten der Luftdruckverteilung und der Winde zu vergleichen, die diesem Buche beigegeben sind. Man wird finden, dass die Strömungen der Luft wie die der Oceane um die Centren der Luftdruckverteilung über den Oceanen cirkulieren. Um das Barometerminimum der höheren Breiten kreisen Wind- und Meeresströme von rechts nach links (kalte

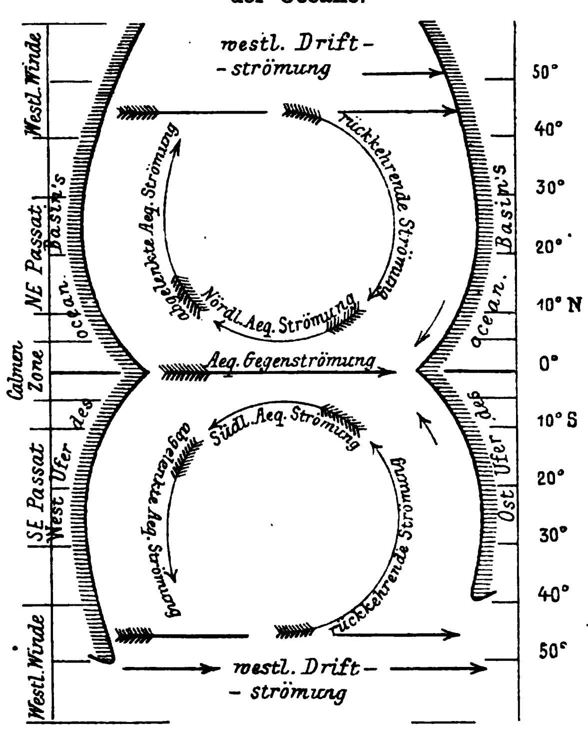
---

[1]) Siehe Allg. Erdkunde von Hann, Hochstetter u. Pokorny. 3. Aufl. p. 166.

polare Strömungen auf der linken, warme äquatoriale auf der rechten Seite des Luftdruckminimums), um das Barometermaximum in der Gegend des 30. Breitegrades von links nach rechts (kühle Strömungen auf der rechten,

Fig. 9.

Diagramm der Cirkulation an der Oberfläche der Oceane.



warme auf der linken Seite des Luftdruckmaximums), dies gilt für die nördliche Hemisphäre, auf der südlichen verhält es sich natürlich umgekehrt; der Effekt ist aber der gleiche, indem überall in niedrigen Breiten die Westküsten abgekühlt, die Ostküsten erwärmt werden, während in den höheren Breiten das Gegenteil stattfindet.

Die Meeresströmungen folgen also den vorherrschenden Winden, nur die warmen Strömungen (Golfstrom und Japanischer Strom, Kuro Siwo) an den Nordostküsten der Kontinente bilden eine Ausnahme insofern, als im Winter die kalten kontinentalen NW-Winde fast rechtwinklig vom Lande her auf die Meeresströmung hinaus wehen, ohne dieselben wesentlich von ihrem Kurs abzulenken. Es mag an dieser Stelle zur Erklärung dieser Anomalie nur kurz bemerkt werden, dass die warmen äquatorialen Strömungen an den Ostküsten nicht Winddriften sind, wie die übrigen, sondern wahre Meeresflüsse, welche in der Winddrift der Passate, der Aequatorialströmung, ihren Ursprung haben und von derselben ihr Bewegungsmoment herleiten. Wenn man bedenkt, dass die Aequatorialströmung (oder das mittlere Passatgebiet) mindestens bis zum 20. Breitegrad auf beiden Seiten des Aequators reicht, somit ein Drittel der Erdoberfläche einnimmt, und sicherlich in der nördlichen Erdhälfte mehr als die Hälfte der Oberfläche der Ozeane umfasst, so wird man nicht staunen. dass diese gewaltige, in Bewegung gesetzte Wassermasse, an den Ostküsten der Kontinente sich stauend, nicht sogleich ihr Bewegungsmoment verliert, sondern, auf beiden Seiten in höhere Breiten ausweichend, längere Zeit noch lebendige Kraft genug behält, örtlich selbst gegen den Oberflächenwind fortzulaufen. Nachdem diese Zweige der Aequatorialströmung jedoch in der Breite von circa 40° N. und S. ihre warmen Wassermassen in die oberen ozeanischen Becken ergossen haben, wird dieses warme Wasser von den daselbst vorherrschenden Westwinden erfasst und in noch höhere Breiten hinaufgetrieben und dabei an die Westküsten der Kontinente hingedrängt, während nur an den Ostküsten Raum für die kalten, aus dem Eismeer rückkehrenden Oberflächenströmungen bleibt. In den südlichen Ozeanen, wo schon jenseits des 40. Breitegrades die Kontinente fehlen, ist die zweite Cirkulationsströmung nicht vorhanden, die im nordatlantischen Becken regelmässig entwickelt ist.

Wir haben demnach:

1) In den beiden oceanischen Becken vom

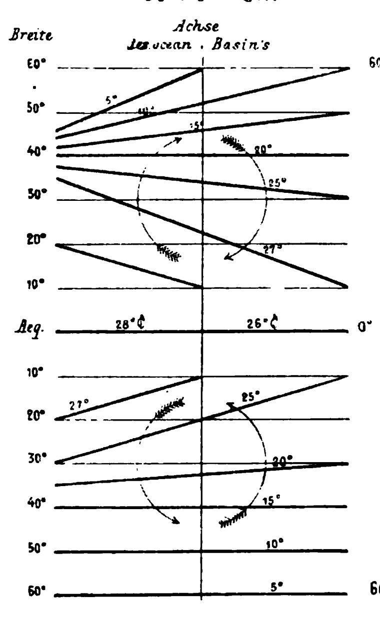
Aequator bis zum 40. Breitegrad beiderseits: auf der Aequatorseite die Aequatorialströmung; auf der Ostseite des Kontinents die warmen Zweige der abgelenkten Aequatorialströmung, die in höhere Breiten hinauf läuft, dort unter circa 40° nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre umbiegt und polwärts von den Kalmen der Rossbreiten nach Osten fliesst, dabei allmählich ihr Bewegungsmoment verliert und sich abkühlt. Hier aber wird das Wasser von den auf der rechten Seite des Barometermaximums herrschenden Winden erfasst und wieder äquatorwärts getrieben nach SE und S (auf der südlichen Hemisphäre nach NE und N); die Strömung biegt um und mündet wieder in die Aequatorialströmung, derart den kleineren Kreislauf schliessend. Diese rückkehrende Strömung an den subtropischen und tropischen Westküsten der Kontinente ist eine kühle Strömung, da schon abgekühltes Wasser in niedrigere Breiten fliesst.

Der Einfluss, den dieser kleinere, tropische und subtropische Kreislauf, der im Atlantic und Pacific auf beiden Seiten des Aequators entwickelt ist, zunächst auf die Temperatur ausübt, lässt sich kurz so charakterisieren: Höhere Temperatur der Ostküsten in tropischen und subtropischen Breiten gegenüber den Westküsten, gegen den Aequator hin anfangs wachsende negative Temperaturanomalie der Westküsten, welche unter dem Einflusse der kühlen, von höheren Breiten kommenden rücklaufenden Strömung stehen. Als Beispiel und zur Begründung des Gesagten mag hier nur kurz darauf hingedeutet werden, dass am Atlantischen Ocean die nordafrikanische Westküste (die Küste von Marokko), in besonders hohem Grade aber die südafrikanische Westküste abnorm kühl sind, am pacifischen Ocean gleicherweise die kalifornische Küste, und in sehr hohem Grade die nordchilenische und peruanische Küste [1]). Nur die eigentliche Aequatorialregion, welche man gewöhnlich als die Zone der Kalmen an-

[1]) Die Gestalt der Küste fördert oder vermindert die Abkühlung, wo die Küste nach dem Aequator hin vorspringt, wie dies in Südafrika und Südamerika der Fall ist, legt sich die kühle Strömung hart an die Küste an, umgekehrt verhält es sich mit der mexikanischen und mittelamerikanischen Küste.

spricht, nimmt an dieser Abkühlung nicht mehr teil, es herrscht hier auch die rücklaufende Aequatorialströmung,

Fig. 10.



welche warmes Wasser führt. Die Ostküsten sind relativ warm, so die nordbrasilianische und die Guianaküste, die westindischen Inseln und die Inselwelt im Osten von Asien. Die Meerestemperatur ist in den östlichen Teilen der tropischen Meere niedrig, weil hier die kühlen Strömungen in den Aequatorialstrom einmünden, in den westlichen höher, weil das Wasser, unter der Wirkung der tropischen Sonne fortfliessend, sich schon erwärmt hat. Schematisch werden die Isothermen der Oberflächentemperatur der Oceane durch nebenstehende (Wilds Thalassa entlehnte) Figur dargestellt.

2) In den höheren Breiten nördlich vom 40. Breitegrad: auf der Nordseite des hohen Luftdruckes der Rossbreiten[1]) herrschen über dem Meere die SW-Winde vor, namentlich im Winter, wo sich ein tiefes Barometerminimum in dem nördlichen Teile (circa bei 60° N. Br.) des Oceans ausbildet. Diese SW-Winde führen das vom Golfstrom und Kuro Siwo in höhere Breiten ergossene

[1]) Die Region der subtropischen Barometermaxima, über den Oceanen, zwischen 25° und 40° Breite, wird charakterisiert durch variable schwache Winde, und es heissen diese Breitengürtel bei den Seeleuten die „Rossbreiten“.

warme Wasser als Driftströmung nach NE hin und erwärmen so die Westküsten der höheren Breiten. An diesen Westküsten wirken somit Luft- und Meeresströmungen vereint darauf hin, die Temperatur zu erhöhen, namentlich im Winter; an den Ostküsten hingegen kann die Wärme des bis gegen 40° hinauf ganz nahe den Küsten entlang fliessenden Zweiges der Aequatorialströmung dem Lande im Winter nicht zu gute kommen, weil der vorherrschende Wind vom Lande auf das Meer hinausweht.

Man sieht daraus, dass eine hohe Meerestemperatur auf die Temperatur des Landes nur dann Einfluss haben kann, wenn die vorherrschende Windrichtung vom Meer auf das Land gerichtet ist. Wenn dies im Sommer an den Ostküsten der Fall ist, dann ist das Meer kühler als das Land, und die warme Strömung kann zu dieser Jahreszeit nur insofern zur Erhöhung der Mittelwärme beitragen, als sie eine stärkere Abkühlung durch die Seewinde verhindert. Jenseits von 40° N. Br., wo die warme Strömung nach NE und E umbiegt und sich von der Küste entfernt, finden sich an den Ostküsten kalte, im Atlantischen Ocean eisführende Meeresströmungen, welche die Temperatur im Sommer bedeutend erniedrigen.

Es mag hier noch auf jene Umstände aufmerksam gemacht werden, welche folgende auffallende und klimatisch wichtige Erscheinungen erklären: 1) Die hohe Temperatur des Nordatlantischen Oceans. Das nordatlantische Meeresbecken hat nicht nur an seiner Oberfläche, sondern bis zu grossen Tiefen die höchste Temperatur, die unter gleichen Breiten (ja in der Meerestiefe überhaupt) gefunden wird. 2) Die gewaltigen sogenannten antarktischen Meeresströmungen, die an den Westseiten von Südamerika und Südafrika hinauf laufen und in den Aequatorialstrom münden.

Die Ursache beider Erscheinungen liegt in der Gestalt der Kontinente oder der Kontur der Ostküsten nördlich vom Aequator und in der grösseren Mächtigkeit und Beständigkeit des Südostpassats, welcher sogar den Aequator überschreitet. Dadurch wird die grosse er-

wärmte Wassermasse der Aequatorialströmung schon anfangs unsymmetrisch auf die nördliche Hemisphäre hinüber gedrängt, und da die Barriere, welche diese Strömung in höhere Breiten ablenkt, die Richtung SE—NW hât (besonders der Kontinent von Südamerika vom Kap St. Roque bis Trinidad, aber in geringerem Masse auch die indo-australischen Inseln: Neuguinea, Philippinen), so wird der grösste Teil des warmen Wassers auf die nördliche Hemisphäre hinüber geführt. Die nördlichen warmen Zweige der Aequatorialströmung, vor allem der Golfstrom und der ihn aussen begleitende Antillenstrom, aber auch der Kuro Siwo sind deshalb mächtiger als die südbrasilianische und die australische warme Strömung. Während sich nun in dem weiten nordpacifischen Becken die geringere warme Wassermasse des Kuro Siwo mehr verliert, ergiesst die gewaltige Golf- (und Antillen-)Strömung ihre warmen Wassermassen in den nördlich von 40° stark verengten Nordatlantischen Ocean, wo deshalb eine Anhäufung warmen Wassers Platz greift, die anderswo ohne Beispiel ist. Je wärmer nun das nördliche Meeresbecken, desto tiefer das barometrische Minimum, das sich im Winter (ja während des grösseren Teils des Jahres) über demselben bildet, desto heftiger und beständiger die West- und SW-Winde, die das warme Wasser auf der Westseite in die höheren Breiten hinauf führen. Deshalb geniesst NW-Europa das mildeste Winterklima, das sich unter gleichen Breiten findet, und überhaupt die höchsten Mitteltemperaturen derselben. Es wirken also viele Momente zusammen, um der Westküste Nordeuropas jene ausserordentliche klimatische Begünstigung zukommen zu lassen.

Da der Südostpassat auf dem Meere einen breiteren Gürtel einnimmt als der Nordostpassat und beständiger und stärker weht, so ist auch die südliche Aequatorialströmung stärker als die nördliche. Sie bedarf daher auch eines stärkeren Zuflusses, man könnte sagen, das vom Südostpassat vor sich her getriebene Wasser wirkt saugend nach rückwärts und es wird deshalb das Wasser längs der tropischen Westküsten aus höheren Breiten

herauf gezogen, um in die Aequatorialströmung einzumünden. Es folgt dabei den an der Ostseite des subtropischen Barometermaximums herrschenden Winden, und es wird so leicht erklärlich, auf welche Weise dieser Kreislauf in Gang kommt. Die an den Westseiten von Südamerika und Südafrika in niedrigere Breiten fliessenden kühlen Meeresströmungen werden deshalb ganz unpassend antarktische Strömungen genannt, sie haben mit eigentlichen Polarströmungen (Labradorströmung und ostgrönländische Strömung) nur die Richtung, nicht aber die Herkunft gemein und finden ihre Analogie in der kalifornischen und nordafrikanischen Küstenströmung. Sie sind nur viel stärker entwickelt als diese, weil die südliche Aequatorialströmung auch kräftiger ist als die nördliche, und weil zugleich auch die westliche Driftströmung, aus welcher sie ihren Ursprung nehmen, in der südlichen Hemisphäre infolge der konstanten und heftigen Westwinde sehr kräftig und die Küstengestalt von Südafrika und Südamerika der Ablenkung derselben in niedrigere Breiten sehr günstig ist.

Die niedrige Temperatur der südlichen Oceane in höheren Breiten gegenüber den nördlichen wird auch dadurch bedingt, dass im Süden die Kontinente gegen die höheren Breiten sich verschmälern, im Norden dagegen sich verbreitern und die Meeresbecken einengen. Dort wird die geringere warme Wassermenge der Aequatorialströmung über die ungeheuren Wasserflächen der südlichen Oceane verstreut, hier konzentrieren sich die grösseren warmen Wassermengen des Golfstromes und des Kuro Siwo in einem sich nordwärts verengenden Meeresbecken. Dazu kommt noch der teilweise oder fast völlige Abschluss der nördlichen Becken gegen das Wasser der Eismeere, während im Süden die abkühlenden Wirkungen polarer Wasser- und Eiszuflüsse keinerlei Einschränkung erfahren.

Alle diese Momente sind sehr wichtig, wenn man von einem allgemeinen Gesichtspunkt aus das Klima der nördlichen Hemisphäre mit dem der südlichen in Vergleichung ziehen will.

Es erübrigt uns noch, auch den Einfluss der Meeresströmungen auf die Verteilung der Niederschläge im allgemeinen zu erörtern. Hierbei spielt die Temperatur der Strömungen eine grosse Rolle. Warme Meeresströmungen, d. h. Strömungen von niedrigen zu höheren Breiten, müssen die atmosphärischen Niederschläge an den benachbarten Küsten erhöhen, indem die Luft über ihnen bei höherer Temperatur mit Dampf gesättigt ist, als dies der geographischen Breite ihrer jeweiligen Umgebung entspricht. Kühle Meeresströmungen, Strömungen aus höheren in niedrigere Breiten werden im Gegenteile in ihrer Umgebung die Niederschläge vermindern, da die feuchte Luft über ihnen eine Temperatur hat, welche niedriger ist, als sie der Breite entspricht. Die Luft erwärmt sich und entfernt sich also vom Sättigungspunkte. Dazu kommt, dass diese kühlen Strömungen auch von Winden begleitet sind, die von höheren in niedrigere Breiten wehen, also gleichfalls die Tendenz haben, die Niederschläge eher aufzulösen, als sie zu veranlassen.

Diesen allgemeinen Deduktionen entsprechen die Thatsachen in vollkommener Weise. Die kühlen rückkehrenden Meeresströmungen des inneren subtropischen und tropischen Kreislaufes auf der Ostseite der oceanischen Barometermaxima bedingen an den Festlandsküsten, die sie bespülen, eine auffallende Regenarmut. Am grössten ist diese an den Westküsten von Südafrika und von Südamerika, welche auch von den mächtigsten dieser kühlen Strömungen bespült werden. Die Westküste von Südamerika wird von der Stelle an, wo die westliche Driftströmung nach Norden umbiegend in niedrigere Breiten hinauf fliesst, immer regenärmer bis zur völligen Regenlosigkeit an der Nordküste von Chile und an der peruanischen Küste. Es steht dies damit im Zusammenhang, dass die negative Temperaturanomalie immer grösser wird, je weiter die Strömung in niedrigere Breiten vordringt, wobei die Temperatur des Wassers nur sehr langsam sich erhöht. Die Regenlosigkeit hört erst auf, wo der kalte Strom die Küste verlässt.

Wenn auch die an der Küste vorherrschenden S-

und SW-Winde die feuchte Meeresluft auf das Land bringen, so können doch keine oder nur seltene Niederschläge entstehen, denn das Land erwärmt sich in so niedrigen Breiten schon sehr kräftig (es nimmt in der That die Temperatur dort landeinwärts zu, selbst bis zu beträchtlichen Seehöhen) und in der höheren Temperatur entfernt sich die kühle Seeluft immer weiter vom Sättigungspunkte.

Ganz analog sind die Verhältnisse an der Westküste von Südafrika. In geringerem Masse wiederholt sich dann die Erscheinung auch an der Küste von Kalifornien und an der Westküste von Nordafrika. Auch diese Küsten neigen zur Regenarmut, soweit die kühle Strömung sie begleitet.

Umgekehrt finden wir an den Küsten, längs welchen die warmen äquatorialen Zweige der oceanischen Kreisströmung hinauf gehen, sehr reichliche Niederschläge, während zugleich die Winde, wenigstens in der wärmeren Jahreszeit, gleicherweise aus niedrigeren in höhere Breiten wehen. Die Ostküsten der Kontinente empfangen dergestalt reichliche Niederschläge vom Aequator bis in die gemässigte Zone hinein, die ganze Ostküste von Australien hat reichliche Niederschläge, ebenso die Ostküste von Südafrika und Südamerika im Gegensatz zu den entsprechenden Westküsten unter gleichen Breiten. Auch das östliche Nordamerika und Ostasien haben reichliche Niederschläge. Die Nähe eines warmen Meeres vermehrt die Niederschläge, da die bei hoher Temperatur mit Dampf nahe gesättigte Luft häufig Veranlassung zur Abkühlung und zur Kondensation ihres Wasserdampfes findet.

Wo in höheren Breiten der Temperaturgegensatz zwischen Meer und Kontinent sich vom Winter zum Sommer umkehrt und eine warme Strömung die Küsten bespült, entsteht eine Tendenz zu vorwiegenden Winterniederschlägen, weil im Winter die warme Meerluft über dem kalten Lande sich stark abkühlt; im Sommer dagegen, wo das Land wärmer ist als das Meer, werden die Niederschläge seltener und weniger reichlich. Dies ist der Fall an den NW-Küsten von Europa und Nord-

amerika. Freilich wirkt hier auch im gleichen Sinne und ist ja auch die Ursache der warmen Strömung selbst, das Vorherrschen der SW- und W-Winde an der Ostseite des oceanischen Barometerminimums der höheren Breiten. In der südlichen Hemisphäre reicht nur der Kontinent von Amerika so weit in höhere Breiten hinauf, um an seiner Westseite diese reichlichen Niederschläge in analoger Weise zu empfangen. Die patagonische Westküste, ja schon die chilenische, südlich vom 40. Breitegrad, wo die W- und NW-Winde vorherrschend werden, ist sogar noch regenreicher als die Küste von Norwegen und Nordamerika. Es ist eine auffallende Thatsache, dass diese Küsten auch insofern eine merkwürdige Uebereinstimmung zeigen, dass sie als Steilküsten auftreten, der Gebirgsgrat des Kontinents überall hart an die Küste tritt und das Meer in zahlreichen Fjorden in das Innere des Landes eindringt.

Anhang.

Die Grundlagen, auf welchen J. Forbes seine Formel zur Darstellung der mittleren Temperatur der Breitekreise der nördlichen Hemisphäre aufgebaut hat, sind kurz folgende:

Die Wärmeabnahme mit der Breite erfolgt längs eines oceanischen Meridians nahezu im Verhältnis des Cosinus der geographischen Breite, längs eines kontinentalen Meridians aber rascher, angenähert im Verhältnis des Quadrates dieses Cosinus. Wenn wir also einen zwischen 1 und 2 liegenden Exponenten m nehmen, so wird auf einer Wasserhemisphäre die mittlere Temperatur der Breitekreise sehr nahe durch die Formel gegeben sein:

$$t\,\varphi = \text{Temperatur des Pols} + B \cos^m \varphi.$$

Da am Aequator $\cos \varphi = 1$, so ist die Temperatur des Aequators = der Temperatur des Pols + B.

Der Einfluss des Landes auf die mittlere Temperatur muss durch ein drittes Glied ausgedrückt werden, dessen allgemeine Form daraus abzuleiten ist, dass es, wie wir früher kennen gelernt haben, in höheren Breiten negativ werden muss, weil das Land dort die Temperatur erniedrigt, in niedrigeren Breiten aber positiv; der Uebergang von einem zum andern Zeichen erfolgt

nach der Isothermenkarte zwischen dem 40. und 45. Breitegrad, hier wird die Temperatur des Landes der Temperatur über dem Meere gleich. Nehmen wir an, der Uebergang erfolge gerade in der Breite von 45°, so wird demnach der störende Einfluss des Landes auf die Temperatur dem $\cos 2\varphi$ proportional gesetzt werden können, weil dieser Ausdruck für eine Breite über 45° ($2\varphi > 90°$) negativ wird. Bezeichnen wir mit n jenen aliquoten Teil eines Breitekreises, der von Land eingenommen wird, mit C einen numerischen Koefficienten, der den Temperatureinfluss des Landes in Graden der Thermometerskale ausdrückt, so wird die Temperatur einer Hemisphäre, welche teils von Wasser, teils vom Land eingenommen wird, durch die Formel dargestellt werden können:

$$t\varphi = A + B \cos^m \varphi + C\, n \cos 2\varphi.$$

Die Koefficienten A, B, C und der Exponent m müssen aus den Beobachtungen respektive aus den von Dove berechneten mittleren Temperaturen der Breitekreise und ihrer respektiven Landbedeckung abgeleitet werden. Indem Forbes die mittleren Temperaturen der Breitekreise 0°, 30°, 50° und 70° auf der nördlichen Hemisphäre zu Grunde legt, findet er:

$$t\varphi = -10{,}8° + 32{,}9 \cos^{5/4} \varphi + 21{,}2\, n \cos 2\varphi$$

in Celsiusgraden.

Diese Formel stellt die Mitteltemperaturen der Breitekreise bis 75° N. Br. vollkommen befriedigend dar. Was aber auch für ihre physikalische Bedeutung spricht, ist der Umstand, dass sie auch die Temperatur der südlichen Hemisphäre bis 40° richtig wiedergibt, obgleich ihr nur die Beobachtungen auf der nördlichen Hemisphäre zu Grunde liegen und der Unterschied der in gleicher Breite auf beiden Hemisphären beobachteten mittleren Temperaturen erheblich ist. Darum darf sie als ein genäherter physikalischer Ausdruck der Verteilung der Luftwärme an der Erdoberfläche angesehen werden und verdient selbst in einem kurzen Lehrbuch einer wissenschaftlichen Klimalehre einen Platz.

Wie man leicht sieht, ist auf einer Wasserhemisphäre ($n = o$) nach dieser Formel die Temperatur des Pols $= -10{,}8°$, die des Aequators gleich $32{,}9-10{,}8°$, d. i. gleich 22,1°. Die Temperatur des Pols ist natürlich als eine hypothetische aufzufassen, welche zu erwarten wäre, wenn bis zum Pol allseitig offenes Wasser und keine wärmeausstrahlenden grösseren Eismassen vorhanden wären.

Für eine Landhemisphäre ($n = 1$) gibt die Formel als Temperatur des Pols $-10{,}8°-21{,}2 = -32{,}0$, da $\cos^{5/4} \varphi = 0$ und $\cos 2\varphi = -1$ ist; die Temperatur des Aequators aber ergibt sich gleich $-10{,}8 + 32{,}9 + 21{,}2° = 43{,}3°$. Man sieht, dass der Koefficient des dritten Gliedes nichts anderes ist als der Unterschied der Temperatur am Aequator auf einer Landhemisphäre und auf einer Wasserhemisphäre.

Für den 45. Breitegrad findet man als mittlere Temperatur 10,6° auf beiden Hemisphären.

Die Gleichungen, aus welchen Forbes noch auf einem zweiten von der obigen Formel unabhängigen Wege, bloss aus der durch dieselbe konstatierten Thatsache, dass man den Einfluss des Landes auf die mittlere Temperatur eines Parallels der relativen Erstreckung desselben proportional setzen darf, die mittlere Temperatur der Breitekreise auf einer Land- und Wasserhemisphäre berechnete, sind (es bedeutet W die Temperatur über dem Wasser, L die Temperatur über dem Land):

	Nördliche Hemisphäre.	Südliche Hemisphäre.
$\varphi = 10^0$	$26{,}7 = 0{,}748\ W + 0{,}252\ L$	$25{,}7 = 0{,}790\ W + 0{,}210\ L$
$\varphi = 20^0$	$25{,}2 = 0{,}682\ W' + 0{,}318\ L'$	$23{,}2 = 0{,}795\ W' + 0{,}205\ L'$
	u. s. w.	u. s. w.

Aus diesen Gleichungen lassen sich die W und L für jeden Breitegrad berechnen.

Als Temperaturen der Breitekreise sowohl, als für die Erstreckung des Landes unter dem betreffenden Parallel sind nicht die direkt beobachteten Werte eingesetzt, sondern durch eine graphische Konstruktion ausgeglichene Werte, was auch rationeller ist, da die Temperatur unter 10° Breite z. B. auch noch beeinflusst wird von der Ländererstreckung etwas nördlich und südlich von dieser Breite und nicht bloss von der gerade für diesen Parallel abgemessenen Ausdehnung des Landes.

Die nach diesen Formeln berechneten Mitteltemperaturen der Breitekreite 10°, 20°, 30° und 40° sind auf S. 89 graphisch dargestellt worden.

II. Das Höhenklima.

Die zweite Hauptform des tellurisch modifizierten solaren Klimas ist das Klima, welches von den Erhebungen der Erdoberfläche über das Meer abhängt.

Das Klima der Gebirge hat unter allen Zonen gewisse gemeinsame Eigentümlichkeiten, die es von dem Klima der umgebenden Niederungen unterscheiden; oder mit anderen Worten, das Gebirge modifiziert jedes Klima in bestimmter Weise, so dass alle Gebirgsländer gewisse meteorologische Erscheinungen gemein haben. Neben der Verteilung von Wasser und Land ist die Erhebung des Bodens über das Meeresniveau der einflussreichste

Faktor, welcher die Verschiedenheiten des Klimas unter gleicher geographischer Breite hervorruft. Darum ist es von Wichtigkeit, jene gemeinsamen meteorologischen Erscheinungen, die wir überall antreffen, wenn wir von den Niederungen allmählich immer höher in einem Gebirge emporsteigen, übersichtlich zusammenzustellen, und damit auch die gleichförmig wirksamen Ursachen dieser Erscheinungen aufzusuchen.

Die allen Gebirgsländern eigentümlichen meteorologischen Erscheinungen sind:

Abnahme des Luftdruckes. Die Aenderung des Luftdruckes mit der Höhe ist die am regelmässigsten vor sich gehende meteorologische Erscheinung, so dass, wie schon in der Einleitung hervorgehoben wurde, der Luftdruck für jede Höhe, besonders wenn auch die mittlere Temperatur der Luft bekannt ist, genauer direkt berechnet werden kann, als dies für die Beurteilung des Klimas notwendig ist [1]).

Die folgende Tabelle auf S. 138 gibt für einige Höhenintervalle den entsprechenden Luftdruck direkt an, unter der Voraussetzung, dass der Luftdruck am Meeresniveau 762 mm beträgt und die Abnahme der Temperatur mit der Höhe gleichförmig im Verhältnis von 0,5 ° C. für je 100 m erfolgt.

Aus dieser Tabelle ersieht man, dass in gleicher Seehöhe in den Tropen und bei uns oder in noch kühleren Klimaten der mittlere Luftdruck nicht derselbe ist. In einer Höhe von 3000 m z. B. beträgt er unter der Isotherme von 0° nur 517 mm, unter der Isotherme von 25° aber 536 mm; im Winter Mitteleuropas gleichfalls circa 517 mm, im Sommer dagegen 532 mm. Die Kolumne „Luftdruck-Aenderung pro 1°" gibt specieller an, welchen Einfluss eine Aenderung der mittleren Temperatur der Luftsäule von 1° C. auf den Barometerstand hat, in einer Seehöhe von 3000 m beträgt derselbe nahezu 0,8 mm.

---

[1]) Ist h der Höhenunterschied in Meter, t die mittlere Temperatur der Luftsäule von der Höhe h, B der bekannte Barometerstand im unteren Niveau, b der gesuchte Luftdruck an der oberen Station, so gilt die Gleichung:

$$\log b = \log B - \frac{h}{72\,(256.4 + t)}.$$

Die letzte Kolumne rechts endlich gibt noch an, wie hoch man steigen muss, um das Barometer um 1 mm sinken zu sehen. Während diese Höhe am Meeresniveau circa 10½ m beträgt, erreicht sie in 3000 m Höhe schon 15 m[1].

Seehöhe m	Temperatur im Meeresniveau 0°	5°	10°	15°	20°	25°	Luftdruckänderung pro 1°	Höhenänderung pro 1 mm Druckdiff.
	Mittlerer Luftdruck in Millimeter							
0	762	762	762	762	762	762	0,00	10,5
500	716	716	717	718	719	720	0,16	11,1
1000	671	673	675	676	678	679	0,32	11,8
1500	630	632	634	636	639	641	0,44	12,5
2000	590	593	596	599	601	604	0,56	13,4
2500	553	556	559	563	566	569	0,67	14,2
3000	517	521	525	529	532	536	0,76	15,1
3500	484	488	492	497	501	505	0,84	16,1
4000	452	457	461	466	470	475	0,91	17,2
5000	394	399	404	410	415	420	1,02	19,6
6000	343	348	353	359	364	370	1,09	22,5

Die nachfolgenden Daten über den an einigen der höchsten bewohnten Orte herrschenden Luftdruck, denen wir vorausgreifend auch noch die mittlere Jahrestemperatur beigefügt haben, geben specielle Auskunft darüber, unter welchen Luftdruckverhältnissen noch ständige menschliche Ansiedelungen existieren.

Ort	Breite	Seehöhe m	Luftdruck mm	Jahrestemp. Cels.
S. Bernhard-Hospiz	45° 52′ N.	2478	564	— 1,3
Goldbergbau Fleiss[2])	47° 3′ N.	2740	544	— 2,1
Mexiko	19° 25′ N.	2270	586	16,3
Quito	0° 14′ S.	2850	549	13,2
Leh (Tibet) . . .	34° 10′ N.	3517	497	5,7
Met. Obs. Pikes Peak[3])	38° 50′ N.	4300	451	— 7,5
Dorf S. Vincente[4])	21° 5′ S.	4580	436	(3,0)
Kloster Hanle (Tib.)	32° 48′ N.	4610	433	(2,0)

[1]) Diese Zahlen gelten für eine Luftwärme von 0°; ist dieselbe t°, so muss man dieselben mit 1 + 0,004 t multiplizieren.
[2]) Jetzt aufgelassener Bergbau in den Tauern (Kärnten), viele Jahre lang ständig bewohntes Berghaus.
[3]) Colorado, Nordamerika.
[4]) Bei Portugalete in Bolivia.

Die ständigen menschlichen Wohnsitze reichen also bis zu Höhen, wo der Luftdruck schon nahe bis zur Hälfte des am Meeresniveau herrschenden Druckes herabgesunken ist. An den höchsten bewohnten Orten auf den Plateaus der südamerikanischen Anden bleibt nach Pöppig und Reck die Verminderung des Luftdruckes nicht nur bei dem Ankömmling, sondern auch bei den Einheimischen nicht ohne gewisse unangenehme Wirkungen auf den Organismus.

Die sogenannte Bergkrankheit (Puna-Krankheit, Soróche, Chuño etc.), welche in Atemnot, Kopfschmerz, Appetitlosigkeit, Abspannung, Apathie und Mattigkeit besteht, tritt übrigens je nach der individuellen Disposition und den äusseren Bedingungen in sehr verschiedenen Höhen auf, und kann durch allmähliche Gewöhnung auch ganz vermieden werden [1]). Whymper übernachtete auf dem Gipfel des 5960 m hohen Cotopaxi, ohne unter dem verminderten Luftdruck zu leiden, auch auf dem Gipfel des Chimborazo 6253 m blieb er frei von der Bergkrankheit.

Die Brüder Schlagintweit erreichten übrigens im Himalaya (am Ibi-Gamin-Gipfel) eine Seehöhe von 6780 m, wo der Luftdruck nur mehr 339,4 mm betrug. Auf Luftballonfahrten sind noch viel grössere Höhen erreicht worden (von Glaisher am 5. September 1862 8840 m, Temperatur —20,7°, Luftdruck 248 mm, nicht mehr 1/3 des an der Erdoberfläche herrschenden Druckes).

---

[1]) Pöppig und Reck schildern eingehender den Einfluss des verminderten Luftdrucks auf den Organismus in den hochgelegenen Bergstädten der peruanischen und bolivischen Anden. In Cerro de Pasco (4300 m) wird jeder Ankömmling sofort von der Bergkrankheit ergriffen. Er hat das Gefühl des Erstickens, Schlaflosigkeit tritt ein, mit Mühe zieht er sich an den Häusern empor, wenn die Strasse etwas abhängig ist, und sucht an Thüren und Ecken Anhaltspunkte. Die Nachtstunden sind die Zeit wahren Martertums, Anwandlungen von Ohnmacht treten zuweilen ein. Nach 6 bis 7 Tagen erholt sich jeder, der eine gesunde Brust hat, allein die Nachwehen vergehen erst nach Wochen. — Besonders gesteigert wird die Bergkrankheit durch Wind, was auch die Brüder Schlagintweit bestätigen. — Unter dem Einfluss des Windes springt die Haut auf, Blut tritt aus Lippen und Nase, nachts schwellen Gesicht und Hände. Bei öfterem Wiederkehren lässt der Chuño an den Fingern schwarze Furchen zurück, an denen man den Bewohner der höchsten Andengegenden ebenso leicht wieder erkennt, wie den Indier der Waldregion an seiner durch Moskitostiche schwarz punktierten Haut.

Drew sagt, dass die Seehöhe, wo in Kaschmir die Bergkrankheit beginnt, von der Konstitution abhängt. Für die Bewohner der Seehöhe von 1800 m beginnt sie in etwa 3000 m.

Als klassisches Beispiel dafür, welchen Luftdruckunterschieden der menschliche Organismus sich anzupassen vermag, mag erwähnt werden, dass Humboldt in einer Taucherglocke eine Stunde hindurch unter einem Luftdruck von 1220 mm ausharrte, dagegen am Chimborazo das Barometer bis auf 377 mm fallen sah.

Den Einfluss verminderten Luftdruckes auf den tierischen Organismus hat besonders Jourdanet zum Gegenstande seiner Untersuchungen gemacht. Er fand auf der Hochebene von Anahuac die Bevölkerung durchaus nicht so kräftig und lebendig, wie er es nach der Abnahme der Temperatur gegenüber den mexikanischen Niederungen erwartet hätte. Die Bewohner dieser Hochebene haben ein ruhiges, gelassenes, nachdenkliches Temperament, einen gelben oder bleichen Teint, die Muskeln sind schlaff, die Reaktion gegen Krankheiten ist gering. Alle physiologischen Anzeichen deuteten auf einen anämischen Zustand. Jourdanet schloss, dass diese Symptome von einer Verminderung des Sauerstoffs im Blut, nicht aber von einer Abnahme der roten Blutkügelchen herrührten. Er nennt diesen Zustand Anoxyhémie.

Die Versuche von Paul Bert bestätigten diesen Schluss. Sie ergaben, dass der Einfluss verminderten Luftdruckes unmerkbar bleibt, bis der Druck des Sauerstoffs um ¼, also der Luftdruck von 760 mm um 190 mm sich vermindert hat, somit nunmehr circa 570 mm beträgt, was in einer Seehöhe von rund 2000 m eintritt. In dieser Seehöhe macht sich der Einfluss der Abnahme des Druckes des Sauerstoffs durch eine geringere Kondensation dieses Gases im Blut bemerkbar mit allen seinen Konsequenzen. Die Ursache der physischen Schwäche der Bewohner grosser Höhen wäre daher zu suchen in einer ungenügenden Oxydation des Blutes innerhalb einer verdünnten Luft.

Jourdanet glaubt, da unterhalb 2000 m dieser Einfluss nicht merkbar ist, die Klimate der Gebirgsländer geradezu unterscheiden zu können in climats de montagne unterhalb 2000 m und climats d'altitude oberhalb dieses Niveaus.

Désiré Charnay bemerkt, dass die Indianer, welche Schwefel aus dem Gipfelkrater des Popokatepetl holen, also in Höhen zwischen 4—5000 m leben, gesund und stark aussehen, obgleich sie schon 27 bis 32 Jahre dieser Thätigkeit oblagen.

Die unregelmässigen Schwankungen des Luftdruckes nehmen mit der Höhe ab, und zwar im selben Verhältnis, in welchem der Luftdruck abnimmt. Es betragen z. B. die mittleren Monatsschwankungen des Luftdruckes im Winter auf dem Schafberg (1776 m) 19,0 mm,

zu Ischl (467 m) 25,0; im Sommer oben 12,0, unten 14,4 [1]).

Die jahreszeitlichen Aenderungen des Luftdruckes in grösseren Höhen sind dadurch charakterisiert, dass der Luftdruck im Winter den niedrigsten, im Sommer den höchsten Stand erreicht. Es ist dies eine Wirkung der Temperaturänderung der atmosphärischen Schichten, wie die Tabelle auf S. 138 zeigt. Die jährliche Schwankung des Luftdruckes wächst deshalb auch mit der Höhe, wie folgende Beispiele ersichtlich machen:

Ort	Seehöhe m	Jahres-mittel	Abweichungen davon März	Juli	Diff.
S. Bernhard	2480	563,9	− 4,2	+ 4,6	8,8
Theodulpass	3333	506,2	− 4,6	+ 5,8	10,4
Pikes Peak	4300	450,6	− 6,3	+ 8,1	14,4

Die tägliche Schwankung des Barometers ist in Gebirgsthälern mit jener der Niederung im allgemeinen übereinstimmend, auf Berggipfeln und Bergabhängen wird das Morgenminimum zum Hauptminimum des Tages, während das nachmittägige Minimum sich abschwächt.

Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung. Da mit der Erhebung über das Meeresniveau die Luftschichten, welche die Sonnenstrahlung absorbieren, weniger mächtig werden, muss auch die Absorption geringer werden, d. h. die Intensität der Sonnenstrahlung zunehmen. So hat z. B. in Leh, wie aus dem auf S. 138 mitgeteilten Barometerstande hervorgeht, die absorbierende Luftschichte schon um ein Drittel abgenommen. Da zudem der Wasserdampf die Sonnenstrahlung stärker absorbiert als die trockene Luft, und mit der Höhe rascher abnimmt als der Barometerstand, so wächst auch die Intensität der Insolation rascher, als man aus der Abnahme des Luftdrucks allein schliessen müsste. Cayley sah am 11. August 1867 zu Leh das Thermometer in der Sonne auf 57,8° C. steigen, während die Temperatur im Schatten bloss

---

[1]) Die Monatsschwankung, dividiert durch den mittleren Barometerstand, gibt oben wie unten dieselben Quotienten, im Winter 0,035, im Sommer 0,020, im Jahresmittel 0,028. In einer Höhe, wo der Luftdruck nur mehr 400 mm, ist also die monatliche Luftdruckschwankung im Winter nur mehr 14 mm, am Meeresniveau unter gleichen Verhältnissen dagegen 26,6 mm.

23,9° war, ein geschwärztes Thermometer in einer luftleer gemachten Glashülle (Solar-Thermometer) stieg sogar auf 101,7° C., d. i. fast um 14° über den Siedepunkt des Wassers, der in dieser Höhe nur mehr 88° C. beträgt. Hooker sah im Himalaya in Höhen zwischen 3000 und 4600 m im Winter [1]) das geschwärzte Thermometer in der Sonne 40 bis 50° über die Schattentemperatur steigen, einmal stand es um 9^h a. m. auf 55,5°, während die gleichzeitige Temperatur des beschatteten Schnees — 5,6° betrug.

Die grosse Intensität der Insolation fällt allen Besuchern grosser Höhen auf. Direkt nachgewiesen hat sie zuerst Saussure und nach ihm eine ganze Reihe anderer Forscher, namentlich Bravais und Martins, Forbes, Soret, in neuester Zeit namentlich Violle.

Einige neuere relative Messungen von E. Frankland über die Zunahme des Unterschiedes zwischen der Temperatur im Schatten und in der Sonne mit der Seehöhe mögen den Resultaten absoluter Messungen vorausgehen. Die Temperatur in der Sonne ist die eines besonnten Schwarzkugel-Thermometers im Vakuum.

Ort	Seehöhe m	Thermometer im Schatten	Thermometer im Sonne
	Sonnenhöhe 60°		
Oatland Park . .	46	30,0	41,5
Riffelberg	2570	24,5	45,5
Hörnli	2890	20,1	48,1
Gornergrat . . .	3140	14,2	47,0
Whitby	20	32,2	37,8
Pontresina . . .	1800	26,5	44,0
Bernina H. . . .	2330	19,1	46,4
Diavolezza . . .	2980	6,0	59,5

Am 16. und 17. August 1875 stellte Violle auf dem Gipfel des Montblanc und bei den Grands-Mulets absolute Messungen der Wärmestrahlung der Sonne an, während gleichzeitig Margottet am Fusse des Bossongletschers mit einem gleichen Apparat dieselben Messungen ausführte.

[1]) In der trockenen heiteren Jahreszeit dieser Gegenden.

Auf diesem Wege wurde es Violle möglich, die Abhängigkeit der Grösse der Absorption der Wärmestrahlung von der Dicke der atmosphärischen Schichten (bei ganz heiterem Himmel) möglichst genau zu ermitteln. Die Resultate waren:

	Höhe m	Luftdruck	Dampfspannung	Intensität d. Sonnenstrahlung[1])	Verhältnis
Montblanc-Gipfel	4810	430	1,0	2,39	0,94
Grands Mulets .	3050	533	4,0	2,26	0,89
Bossongletscher	1200	661	5,3	2,02	0,79

Daraus ergab sich die Intensität der Sonnenstrahlung an der Grenze der Atmosphäre zu 2,54 und die letzte Kolumne rechts gibt das Verhältnis der beobachteten Intensität zu diesem Maximum an. Es war also die Intensität der Sonnenstrahlung auf dem Montblanc-Gipfel um 15 % grösser als am Bossongletscher, 3600 m tiefer und um 26 % grösser als im Niveau von Paris (60 Meter). Während bis zur Erdoberfläche 25—30 % der Sonnenstrahlung von der Atmosphäre absorbiert werden, fehlten am Gipfel des Montblanc bloss 6 %. Alle diese Daten sind reduziert auf den Zenithstand der Sonne oder die Dicke 1 der atmosphärischen Schichten.

Violle schliesst ferner aus seinen Messungen, dass durch den atmosphärischen Wasserdampf eine 5mal grössere Wärmemenge absorbiert werde, als durch die trockene Atmosphäre, und dass daher, mit Rücksicht darauf, dass die Masse des Wasserdampfes (im Sommer) etwa nur den 380. Teil der Luftmasse beträgt, der Absorptions-Koefficient des Wasserdampfes 1900mal grösser sei als jener der Luft (für die weniger brechbaren Sonnenstrahlen).

Dass der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre den erheblichsten Einfluss hat auf die Absorption namentlich der weniger brechbaren Strahlen der Sonne (vom Gelb über das Rot hinaus), ist schon von vielen Physikern und Meteorologen teils direkt beobachtet [2]), teils erschlossen worden

---

[1]) Wärmeeinheiten auf die Fläche von einem □Centimeter und in Zeit einer Minute.

[2]) Von besonderem Interesse sind die Untersuchungen von Gen. Strachey über diesen Gegenstand.

aus dem entsprechenden Verhalten des Wassers gegen diese Strahlengattungen. Kürzlich hat Langley auf dem Mt. Whitney in Kalifornien in einer Seehöhe von 4510 m in einer unvergleichlich trockenen und reinen Atmosphäre Beobachtungen angestellt, aus welchen er auf eine besonders grosse absorbierende Kraft des Wasserdampfes auf das rote Ende des Spektrums unzweifelhaft schliessen zu können glaubt. Lecher hat übrigens gezeigt, dass auch der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre wegen des starken Absorptionsvermögens dieses Gases trotz der geringen Menge im Stande wäre, den ganzen beobachteten Betrag der Absorption der Sonnenstrahlung zu erklären (Sitzungsber. d. Wien. Akad. Novemberh. 1880).

Da nun, wie wir später sehen werden, der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit der Seehöhe sehr rasch abnimmt, viel rascher als der Luftdruck, so wird die rasche Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe erklärlich. In demselben Masse nimmt aber auch der Betrag der Wärmeausstrahlung zu.

In einem vorläufigen Bericht über die Ergebnisse seiner Expedition auf den Mt. Whitney (August 1881) zum Zweck von Studien über die Absorption der Sonnenstrahlung durch die Erdatmosphäre erwähnt Langley zuerst der ausserordentlichen Lufttrockenheit in einer Höhe zwischen 4000 und 4500 m (im Sommerklima von Kalifornien). Alle Lichtperspektive fehlte, so dass man den grössten Täuschungen über die Entfernungen unterlag. Die Intensität der Sonnenstrahlung auf dem Gipfel des Berges war so gross, dass die Temperatur in einem mit zwei Glasplatten bedeckten Kupfergefäss weit über den Siedepunkt stieg. Gesicht und Hände wurden von der intensiven Strahlung verbrannt, obgleich der Weg nur über Felsen ging. Der Himmel war vollkommen rein und von einem tieferen Violett, als Langley je beobachtet, selbst auf dem Gipfel des Aetna. Die wichtigste Eigenschaft unserer Atmosphäre, sagt Langley, ist die selektive Absorption, welche die Strahlung der Sonne in viel höherem Masse durchlässt, als sie die Rückstrahlung der dunkeln Wärme gestattet. Wenn keine Atmosphäre vorhanden wäre, würde die Erde mehr Wärme verlieren, als sie durch die Sonnenstrahlung erhält trotz deren grösserer Intensität. Dieser Schluss folgt aus der Thatsache, dass die Ausstrahlung in den Raum viel rascher erfolgt als die Zunahme der Wärme infolge der direkten Sonnenstrahlung. Die Temperatur der Erdoberfläche würde selbst unter den senkrechten Strahlen der Tropensonne eine Temperatur von weniger

als — 45° C. haben, wenn man die Temperatur des Weltraums mit Pouillet zu — 140° annimmt. Selbst wenn die Atmosphäre vorhanden wäre, aber alle Strahlen wieder ebenso frei passieren liesse, wie sie ankommen, würde der Effekt der gleiche bleiben. Die thatsächliche Temperatur, die wir an der Erdoberfläche beobachten, ist ein Effekt der auswählenden (selektiven Absorption der Wärmestrahlung durch die Atmosphäre, ohne diese Eigenschaft derselben wäre die Erde wohl unbewohnbar. Schon Ericson hat geschlossen, dass die Mondoberfläche beim Fehlen einer Mondatmosphäre selbst unter der Sonnenstrahlung kalt bleiben müsse. Die Beobachtungen auf dem Mt. Whitney machen es sehr wahrscheinlich, dass der Wasserdampf eine hervorragende Rolle bei der selektiven Absorption der Atmosphäre spielt. Die Atmosphäre der Erde (wie die der Sonne) absorbiert die Wellen von kurzer Wellenlänge (vom blauen Ende des Spektrums) viel stärker als die langen Wellen; die Sonne, so schliesst Langley, müsste deshalb, ausserhalb unserer Atmosphäre gesehen, blau erscheinen infolge des grösseren Reichtums blauer Strahlen.

Ueber die Zunahme der chemischen Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe haben Bunsen und Roscoe eingehende Untersuchungen und Rechnungen angestellt, deren Hauptresultate in der folgenden kleinen Tabelle enthalten sind.

Die chemische Intensität der Strahlung ist in Prozenten der Intensität derselben an der Grenze der Atmosphäre ausgedrückt. Bunsen und Roscoe berechneten diese letztere zu 35,3 Lichtmeter, d. h. die Strahlung der Sonne wäre hier imstande, in einer Minute bei senkrechtem Einfallen durch eine unbegrenzte Säule eines Gemenges von Chlorgas und Wasserstoff eine Schichte Salzsäure von dieser Dicke zu bilden.

Chemische Intensität der Sonnenstrahlung.

Bei einem Luftdruck von mm	Beiläufige Seehöhe m	Bei einer Sonnenhöhe von 90°	70°	50°	30°	10°
		in Prozenten des Maximums				
750	130	44	42	34	19	1
650	1270	49	47	39	24	2
550	2600	55	53	46	30	3
450	4200	61	59	53	37	6
350	6200	68	67	61	46	10

In einer Seehöhe von 2600 m ist hiernach die chemische Intensität der Sonnenstrahlung (des brechbareren Teiles des Spektrums) schon um 11 % grösser als im Meeresniveau. „Wenn die Sonne nahe senkrecht über Indien steht, ist der Betrag des direkten Sonnenlichtes, das auf die Hochthäler von Tibet fällt, wo noch Getreide kultiviert wird, nahe 1 1/2 mal grösser als die Lichtmenge, die auf die Ebenen Hindostans fällt, ja wenn die Sonne 45° hoch steht, ist die chemische Wirkung derselben auf dem Hochland mehr als 2mal grösser als auf den Ebenen.“

Grosse Intensität der Sonnenstrahlung an heiteren Tagen ist demnach eine wichtige Eigentümlichkeit des Gebirgsklimas. Damit hängt zusammen eine relativ hohe Bodenwärme, oder ein grosser Wärmeüberschuss des Bodens gegenüber der Luftwärme. Man beurteilt daher das Gebirgsklima in Bezug auf die Vegetationsverhältnisse und teilweise auch auf das Tierleben unrichtig, wenn man bloss die Wärmeverhältnisse der Luft in Betrachtung zieht. Die folgende Auswahl von Beobachtungsergebnissen liefert hierfür einen Nachweis.

Ch. Martins gibt folgenden Vergleich seiner Beobachtungen der Temperatur der Luft und des Bodens auf dem Faulhorn mit jenen zu Brüssel.

Temperatur um 9^h morgens, 10. bis 18. August 1842

Ort	Höhe	Luft	Bodenoberfl.
Faulhorn	2680 m	8,2	16,2
Brüssel	50 „	21,4	20,1

Die Temperatur des Bodens auf dem Faulhorngipfel war also nur um 4° niedriger, als die von Brüssel, während die Luftwärme einen Unterschied von mehr als 13° zeigt. Die mittlere Schattentemperatur der Luft auf dem Faulhorn war 6,7, die der Bodenoberfläche 9,5 und in 1 Decimeter Tiefe 10,0°. Das mittlere Maximum der Luftwärme war 9,0°, das der Bodenoberfläche 19,5°. Nach Beobachtungen vom 21. September bis 4. Oktober 1844 war die mittlere Temperatur der Luft 5,4, die des Bodens aber 11,8° C. Der Faulhorngipfel liegt gerade etwas unterhalb der Schneegrenze, wie die Magdalenenbai

auf Spitzbergen (80° 34′ N.), während aber dort die Bodenwärme viel höher ist als die Lufttemperatur, liegt sie hier 1° unter der Luftwärme. Der Grund davon ist in der intensiven Insolation auf Berggipfeln zu suchen.

Im Jahre 1864 hat Martins korrespondierende Beobachtungen der Luft- und Bodenwärme auf dem Gipfel des Pic du Midi 2877 m und zu Bagnères in 551 m (horizontale Entfernung bloss 14½ km) während der drei ganz heiteren Tage des 8., 9. und 10. September ins Werk gesetzt. Die Beobachtung der Bodenwärme wurde in gleicher Weise oben wie unten ausgeführt und hierzu die gleiche Bodenart, nämlich schwarze Modererde aus alten Weidenstämmen, gewählt. Sie ergaben als

	Bagnères	Pic	Differenz
Mittlere Temp. der Luft	22,3	10,1	12,2
Mittlere Temp. des Bodens	36,1	33,8	2,3

Die Temperatur des Bodens in 5 cm Tiefe war zu Bagnères 25,5°, also um 3,2° höher als die Lufttemperatur, auf dem Pic du Midi 17,1°, somit um 7,0° höher als die Luftwärme. Die Erwärmung des Bodens auf dem Pic du Midi war demnach bis zu mehreren Centimetern Tiefe circa 2mal grösser als in dem 2326 m tiefer liegenden Bagnères. Die absoluten Maxima der Temperatur waren:

Bagnères 9. Sept. 2^h p. m. Boden 50,3, Luft 27,1,
Pic du Midi 10. Sept. $11\frac{1}{2}^h$ a. m. Boden 52,3, Luft 13,2.

Da sich der Pic gegen Mittag stets in Wolken hüllte, wurde das Maximum der Bodenwärme schon vor Mittag erreicht und war 2° höher als das zu Bagnères.

Durch hohe Bodenwärme und grosse Intensität des Lichtes unterscheidet sich das Klima der Gebirge vorteilhaft von jenem der Polargegenden bei gleicher Luftwärme. So kommt es, dass die Kuppe des Faulhorns auf einer Fläche von 4½ Hektaren 131 phanerogame Pflanzenarten aufweisen kann, während der ganze Archipel von Spitzbergen deren bloss 93 zählen soll. Die lange Dauer des Tages kann die geringe Intensität der Sonnenstrahlung

nicht ersetzen, die Bodenwärme hebt sich nicht über die Luftwärme und die Erde bleibt schon in der Tiefe von einigen Decimetern gefroren.

Die Verdünnung der Luft und die Abnahme des Wasserdampfgehaltes derselben mit der Höhe bedingt aber neben der intensiveren Insolation bei Tag auch eine intensivere Wärmeausstrahlung bei Nacht. Vergleichende Messungen der Wärmestrahlung zu Brienz und auf dem 2110 m höheren Faulhorngipfel mit Pouillets Aktinometer ergaben eine 37 % grössere Wärmestrahlung auf letzterem Punkte; ebensolche ausgeführt gleichzeitig zu Chamounix und auf dem Grand Plateau des Montblanc (3930 m) ergaben auf diesem 2880 m höher liegenden Punkt eine beinahe doppelt so starke Wärmeausstrahlung (um 93 % grösser). Die Temperatur des Schnees auf dem Grand Plateau sank in den Nächten vom 28. bis 31. August (1844) auf — 19,2°, während die Lufttemperatur noch — 6,5° betrug (Martins).

Auch auf dem Pic du Midi waren die Minima der Temperatur der Bodenoberfläche (am 8. und 9. Sept.) um 13,1° niedriger als jene zu Bagnères, während die Maxima oben jenen unten gleichkamen oder sie überschritten. Da also auf Bergen sowohl die Insolation als die Wärmeausstrahlung zugleich erhöht sind, so resultiert daraus eine viel grössere Schwankung der Bodenwärme von Tag zur Nacht als in den Niederungen.

Einen grossen Einfluss auf den Betrag der Insolation und Bodenwärme hat im Gebirge die Exposition. Die Umgebungen der Pole selbst ausgenommen, wo die Sonne rings um den Horizont herumgeht, gibt es auf jeder Hemisphäre eine besonders begünstigte und eine besonders zurückgesetzte Abdachung in Bezug auf den Betrag der Sonnenstrahlung, den dieselbe empfängt. Auf der nördlichen Hemisphäre sind es die Südhänge, welche vermöge des steileren Einfallens der Strahlen eine grössere Insolation erhalten, auf der südlichen die Nordhänge. Dazu kommt bei geringerer Sonnenhöhe die längere Dauer der Beschattung der von der Sonne abgewendeten Abhänge, welche den Insolationsüberschuss der südlichen Gehänge

(auf unserer Halbkugel) noch vermehrt. In den Aequinoktialgegenden sind Nord- und Südhänge gleich begünstigt, hiergegen haben die Ost- und Westabhänge eine etwas längere Beschattung.

Zu den Unterschieden der Insolation der verschiedenen Abdachungen eines Gebirges kommt auch noch die Wirkung der verschieden temperierten Winde, welche im allgemeinen im gleichen Sinne thätig ist, die südlichen Abhänge zu erwärmen, die nördlichen zu erkalten (in unserer Hemisphäre). Es liegen über diesen wichtigen klimatischen Faktor, den Einfluss der Exposition, leider fast gar keine Messungen vor, welche gestatten würden, den Unterschied der Boden- und Luftwärme je nach der Richtung der Bergabhänge unter verschiedenen Breiten ziffermässig nachzuweisen.

Einer wertvollen Reihe von Beobachtungen der Bodentemperatur von Prof. v. Kerner in 80 cm Tiefe rings um einen isolierten Hügel bei Innsbruck in jedem der 8 Hauptpunkte des Kompasses drei Jahre hindurch vorgenommen verdanken wir die folgenden Resultate. Im Jahresmittel sind die Expositionen SE, S und SW fast gleichwarm (12,7°), der nördliche Abhang war am kältesten (9,4°), der Unterschied beträgt 3,3°. Im Sommer jedoch (Mai bis August) erwies sich die südöstliche Exposition wärmer als die südwestliche. Die Mittelwärme des Bodens (in 0,8 m) im Sommer war je nach der Exposition:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Juni—Aug.	15,3°	17,0°	18,7°	20,0°	19,3°	18,3°	18,5°	15,0°

Ob das Maximum der Bodenwärme auf dem Südostabhange eine allgemeinere Bedeutung hat, oder bloss für das Thal von Innsbruck gilt, muss einstweilen dahingestellt bleiben. Da im täglichen Gang die Bewölkung in der wärmeren Jahreszeit nach Mittag durchschnittlich ihr Maximum erreicht, so könnten recht wohl allgemein die Südosthänge das Maximum der Insolation erhalten. Auf den Bergen Javas ist nach Junghuhn die Westseite (unterhalb 7½ tausend Fuss d. i. der durchschnittlichen oberen Wolkengrenze) viel feuchter und kühler als die Ostseite,

weil die Sonne wegen der schon um Mittag regelmässig eintretenden Wolkendecke dieselbe nicht bescheinen kann. Da in den Tropen der tägliche Gang der Bewölkung, wenigstens während eines Teiles des Jahres, sehr regelmässig und sehr stark ausgeprägt ist, so wird diese von Junghuhn hervorgehobene Erscheinung wohl nicht auf die Berge Javas beschränkt sein.

Bei Innsbruck beträgt der Unterschied der Bodenwärme zwischen Süd- und Nordhang noch in 0,8 m Tiefe im Sommer 5° und wird an der Oberfläche erheblich grösser sein. Dadurch müssen die oberen Pflanzengrenzen, sowie die Schneelinie auf den Südseiten erheblich höher hinaufrücken, als auf den Nordgehängen. Die grossen Verschiedenheiten der Exposition und des Neigungswinkels der Gehänge werden selbst in gleichem Niveau auf geringe Entfernungen hin in den Gebirgsländern grosse Mannigfaltigkeit des örtlichen Klimas bedingen, schon was Insolation und Luftwärme allein anbelangt. Die Südgehänge sind der Ebene gegenüber wesentlich begünstigt, selbst die niedrig stehende Sonne des Winters vermag dort eine kräftige Erwärmung zu bewirken; die Nordgehänge hingegen stehen weit zurück gegen das ebene Land. Im ganzen ist der durchschnittliche Betrag der Insolation, der auf die Flächeneinheit eines Gebirgslandes entfällt, etwas kleiner, als jener, der derselben Fläche der Ebene zukommt, weil dasselbe Strahlenbündel im Gebirgslande sich über eine grössere Fläche verteilt. Hierbei ist allerdings die intensivere Insolation in grösseren Höhen nicht berücksichtigt, welche das Resultat wieder zu Gunsten der Gebirgsländer modifiziert.

Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Mit der Zunahme der Insolation mit der Höhe steht im Gegensatz die Abnahme der Luftwärme. Die ersten genaueren Beobachtungen über das Mass derselben bei Erhebung auf Bergen verdankt man dem, auf so vielen Gebieten der Physik der Erde bahnbrechenden Forscher H. B. de Saussure. Im Juli 1788 verweilte er 14 Tage auf dem Col du Géant in 3405 m Seehöhe mit meteoro-

logischen und physikalischen Messungen beschäftigt. Die gleichzeitigen Beobachtungen zu Chamounix und Genf ergaben folgende Mitteltemperaturen und Temperaturänderungen mit der Höhe.

			Temp.-Abnahme pro 100 m	Höhendiff. für 1° Temp.-Aender.
Col du Géant	3405	2,5°		
			0,66	150
Chamounix .	1080	17,9°		
			0,54	180
Genf . . .	400	21,6°		

Die durchschnittliche Wärmeabnahme mit der Höhe war 0,63° für je 100 m. Es zeigt sich ferner in diesen Beobachtungen der allgemein gültige Satz schon enthalten, dass bei allmählichen Erhebungen in Thälern (oder auf Hochebenen) die Wärmeabnahme langsamer ist (Genf-Chamounix) als bei Erhebung auf einem Berggipfel (Chamounix-Col du Géant). Man darf dieses Resultat nicht etwa so auffassen, dass im allgemeinen die Wärmeabnahme in den tieferen Teilen der Gebirge langsamer erfolge als in den höheren. Alle die späteren eingehenden Untersuchungen über die Wärmeabnahme mit der Höhe in Gebirgen haben zu dem Resultat geführt, dass dieselbe in verschiedenen Höhen in gleichem Masse erfolgt, somit in einer einfachen arithmetischen Progression, solange man Thal mit Thal, Abhang mit Abhang in Bezug auf ihre Temperatur vergleicht.

Die folgende Tabelle gibt eine Uebersicht über die durchschnittliche Wärmeabnahme mit der Höhe in verschiedenen Gebirgsländern.

Es liegen überall Jahresmittel der Temperatur diesen Zahlenwerten zu Grunde, ausgenommen der erste und letzte Wert in I.

Wärmeänderung pro 100 Meter in Celsius-Graden.

I. Tropische Gebirgsländer.

Anden von Kolumbia und Mexiko (Humboldt) . .	0,53°
Anden von Südamerika zwischen 11° N. und 5° S. (nach Boussingault)	0.57
NW-Himalaya (Blanford)	0,56
NW-Himalaya mit Tibet (Hill)	0,51
Mittl. Himalaya (Blanford)	0,52

Nilgiris [1]) (Hann)	0,62
Ceylon [2]) (Hann)	0,65
Java [3]) (Batavia-Pangerango)	0,56

Als allgemeines Mittel für die Tropen erhält man (Humboldts Angabe mit halbem Gewicht, weil aus wenigen Beobachtungen abgeleitet, und dem schon subtropischen Himalaya bloss das Gewicht 1 beigelegt) 0,58° als Wärmeabnahme für je 100 m.

II. Aussertropische Gebirge.

Siebengebirge [4]) (Bischof)	0,56
Erzgebirge [4]) (Reich)	0,52
Erzgebirge (Hann)	0,59
Harz (Hann)	0,58
Alpen (Hann, Hirsch, Weilenmann)	0,58
Siebenbürgen (Reissenberger)	0,48 [5])
Blaue Berge Neu-Südwales [6]) (Hann)	0,51
Kaukasus und Armenien (Wild)	0,45
Mt. Washington, Newhampshire (Hann)	0,55
Pikes Peak [7]), Colorado (Hann)	0,63
Kalifornien (Colfax, Sumit) (Hann)	0,75
Bei Christiania 60° N. (Mohn)	0,55

Als allgemeines Mittel für die aussertropischen Gegenden bis 60° N. Br. ergibt sich daraus 0,57°, also übereinstimmend mit dem allgemeinen Mittel der Tropen.

Wenn man demnach nur Durchschnittszahlen und Jahresmittel berücksichtigt und von örtlichen Abwei-

---

1) Dodabetta 2643, 11,8°; Utakamund 2283, 13,3°; Kotergherri und Wellington 1874, 16,4°; Koimbatur 452, 25,2°; Meeresniveau nach Schlagintweit 28,0° geben die Gleichung

$$t_h = 27,9 - 0,62 \cdot h.$$

2) Newara Eliya 1875, 15,1°; Kandy, Badulla 590, 23,5°; Colombo, Batticaloa, Galle, Ratnapura, Hambantota 16, 27,2° geben die Gleichung

$$t_h = 27,3 - 0,65\,h.$$

3) Korrespondierende stündliche Beobachtungen im Mai zu Batavia und am Gipfel des Pangerango.

4) Aus Bodentemperaturbeobachtungen abgeleitet.

5) Hermannstadt gegen zwei Stationen in den Transsylvanischen Alpen, diese liegen südlicher und die Winkelerhebung derselben ist sehr gering, daher wohl der kleine Wert.

6) Mt. Victoria 1064 m mit Windsor; Bodalla, Albury, Cooma, Kiandra 1414 m.

7) Pikes Peak 4313, —7,1°, Colorado Springs 1830, 8,5°; Denver City 1606. 9,8° geben $t_h = 19,9° - 0,63\,h$.

Da die Hochebene abnorm warm, so gibt die Gipfelstation eine sehr rasche Wärmeabnahme — ebenso sind die Thäler Kaliforniens abnorm heiss.

chungen absieht, so kann man sagen, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe vom Aequator bis gegen 60° N. Br. die gleiche ist, und im Mittel 0,58° für je 100 m beträgt. Aber selbst wenn man die örtlichen Besonderheiten berücksichtigen wollte, so würde sich zwar zeigen, dass in dieser Zahl Schwankungen zwischen 0,5° bis gegen 0,8° vorkommen, dieselben aber keine Beziehung zur geographischen Breite zeigen, so dass eine Abhängigkeit der Wärmeabnahme mit der Höhe von der geographischen Breite nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen geleugnet werden muss.

Sehr erheblich ist aber der Einfluss lokaler Verhältnisse. Die Wärmeabnahme ist (auf unserer Hemisphäre) rascher auf der Südseite, als auf der Nordseite der Gebirge, in den Schweizer Alpen z. B. nach Hirsch auf der Südseite 0,69, auf der Nordseite 0,55°, wovon der Grund leicht einzusehen ist.

Der Temperaturunterschied zwischen einem Thal und einem aus demselben sich erhebenden Berggipfel ist grösser, als zwischen zwei benachbarten Thälern von gleichem Höhenunterschied. Frei aufsteigende Berge haben auf ihren Höhen eine um so niedrigere Mittelwärme, je isolierter sie sind, und je weniger Masse sie besitzen. Am langsamsten ist die Wärmeabnahme auf plateauartigen Gebirgserhebungen, und ganz besonders auf den allmählich anschwellenden Landrücken von geringer Höhe, welche die Hauptmasse der Kontinente bilden. Hier verschwindet die Wärmeabnahme mit der Höhe bis zu etlichen hundert Meter zuweilen gänzlich, und ist überhaupt dem Masse nach gar nicht genauer zu konstatieren. Es wird dies schon sehr schwer bei langsam abdachenden Gebirgen mit Plateaucharakter. Für die Rauhe Alp fand ich eine Wärmeabnahme von 0,44° für 100 m, Schoder für Württemberg überhaupt 0,50°; Schlagintweit für das Dekhan 0,43°. Auch die Stationen auf der Nord- und Südseite des Kaukasus, bezogen auf einige Passstationen in diesem Gebirge, geben die sehr langsame Wärmeabnahme 0,45 für 100 m.

Für die allgemeinen kontinentalen Landerhebungen

dürfte wohl die Wärmeänderung mit der Höhe näher an 0,4° als 0,5° liegen.

In jenen Klimaten, in denen es einen Winter und namentlich eine winterliche Schneedecke gibt, existiert eine sehr ausgeprägte jährliche Periode der Wärmeänderung mit der Höhe. Für das mittlere Europa geben der Harz, das Erzgebirge und die Alpen sehr übereinstimmend die folgenden Zahlen:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Wärmeabnahme pro 100 m				
0,45°	0,67°	0,70°	0,53°	0,59°
Höhenänderung pro 1° Wärmeabnahme				
222	149	143	188	170 m

Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist demnach in Mitteleuropa im Sommer mehr als 1,5mal rascher als im Winter.

Diese Verhältnisse sind in Nordamerika nahe dieselben.

Mt. Washington 44,3° N. 1916 m mit Basisstationen gibt: Winter 0,43°, Sommer 0,62°.

Pikes Peak 38,8° N. 4313 m gegen Colorado Springs 1830 m: Winter 0,54, Frühling und Sommer 0,70.

Der Kaukasus (d. h. die Passstationen, Gipfelstationen fehlen) gibt: Winter 0,32°, Sommer 0,58°. Dagegen der nordwestliche Himalaya nach Hill Januar 0,76°, Juli 0,41°. Diese letztere Anomalie erklärt sich dadurch, dass die im Juli regenreichen Stationen am Südfuss des nordwestlichen Himalaya komparieren mit den trockenen und deshalb im Sommer relativ sehr warmen Stationen im südlichen Tibet, im Winter ist umgekehrt die Niederung zu warm.

Vielleicht wächst dieser Unterschied zwischen Sommer und Winter im allgemeinen mit der Grösse der jährlichen Wärmeschwankung, also mit Zunahme der geographischen Breite und der kontinentalen Lage. Die Beobachtungen bei Christiania ergaben für die 5 Wintermonate kaum 0,18°, für die 5 Sommermonate 0,88°.

In den Tropen sind die jahreszeitlichen Aenderungen gering und zumeist abhängig von der Abwechselung der Regenzeiten mit den trockenen Perioden. Die Wärmeabnahme ist im allgemeinen etwas rascher während der Regenzeit, und dies hängt wohl mit der Zunahme der Regenmenge und Bewölkung nach oben zusammen. Viel grösser als die jahreszeitlichen Schwankungen sind aber die Unterschiede zwischen der regenreichen und regenärmeren Seite der Gebirge, auf letzterer ist die Wärmeabnahme viel rascher als auf ersterer. Hierfür nur ein Beispiel aus Indien.

Wärmeabnahme mit der Höhe

	Ceylon	Nilgiris
Regenseite des Gebirges (Luvseite)	0,55	0,56
Trockene Seite (Leeseite)	0,80	0,71

Auf der Leeseite (der dem Wind abgewendeten Seite) ist es namentlich der Temperaturgegensatz zwischen der sonnigen, trockenen Niederung und der bewölkten regenbenetzten Höhe der Gebirge, welche die rasche Wärmeänderung verursacht.

In geringerem Masse trifft man dieselbe Erscheinung auch in aussertropischen Gebirgen. Ein zeitweilig eintretender, noch erheblicherer Wärmeunterschied zwischen dem Gebirgskamm und den leewärts liegenden Thälern beim sogen. Föhnwind ist aber auf eine andere Ursache zurückzuführen und wird später eingehender behandelt.

Anomalien der vertikalen Temperaturverteilung im Gebirge. Während heiterer Nächte, namentlich aber im Winter, der mittleren und höheren Breiten bei windstiller heiterer Witterung beobachtet man, dass die Thäler kälter sind als die Abhänge und Kuppen der einschliessenden Berge bis zu einer gewissen Höhe.

An verschiedenen Orten ausgeführte zahlreiche Beobachtungen haben konstatiert, dass auch in der freien Atmosphäre, also über einer Ebene, die Temperatur während heiterer, windstiller Nächte mit der Höhe zunimmt, und zwar das ganze Jahr hindurch, namentlich aber im

Winter, wenn der Boden mit Schnee bedeckt ist. Diese Zunahme der Temperatur mit der Höhe erstreckt sich wenigstens bis zu 50 m Höhe und ist in den unteren Schichten rasch, in den höheren langsamer. Ch. Martins fand zu Montpellier diese Wärmezunahme nach oben in heiteren Nächten durchschnittlich etwa 1° pro 10 m, sie betrug aber in den untersten Schichten durchschnittlich 0,7° pro 2 m, in einzelnen Fällen aber noch mehr, und es kann deshalb bei grösseren Bäumen von 6 m Höhe und darüber die Temperaturdifferenz zwischen Krone und Boden leicht 2° überschreiten.

Daraus erklärt sich, wie in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben können, während die unteren Zweige, sowie die Gesträuche erfrieren.

Bei bedecktem Himmel und lebhaftem Wind tritt diese Erscheinung nur ganz schwach oder gar nicht ein.

Es liegt nahe, dass die Ursache dieser anomalen vertikalen Temperaturverteilung in der nächtlichen Wärmeausstrahlung des Erdbodens zu suchen ist. Die daraus hervorgehende Erkaltung des Bodens teilt sich auch den demselben auf- und überlagernden Luftschichten mit, und da zudem die kalte Luft schwerer ist als warme, so kommen die kältesten Luftschichten bei Windstille zunächst dem Erdboden zu liegen. Die höheren Schichten erkalten weniger, da die Wärmestrahlung der Luft selbst viel geringer ist als jene des Erdbodens und der ihn etwa bedeckenden Vegetation.

In diesem Verhältnisse liegt nun allerdings direkt noch keine Erklärung der nächtlichen Temperaturzunahme vom Thal gegen die einschliessenden Bergabhänge und Hügelkuppen, denn die vorhin geschilderte Wärmezunahme über dem durch Strahlung erkalteten Erdboden reicht einerseits nicht so hoch hinauf, wie vom Thal zum Berg, andererseits erkalten ja auch die Abhänge und die Kuppen der Berge ebenfalls durch Wärmeausstrahlung, und wie man meinen sollte, noch stärker, als der Thalboden, da ja, wie wir früher bemerkt haben, die Wärmestrahlung mit der Höhe zunimmt. Die Ursache ist aber doch bei beiden Erscheinungen dieselbe, nämlich die nächtliche

Wärmeausstrahlung und die Schichtung der verschieden temperierten Luftmassen nach ihrem specifischen Gewicht, die kältesten zu unterst, solange die Ruhe der Luft diese Schichtung begünstigt.

Betrachten wir zunächst die nächtliche Wärmezunahme bis zu einigen hundert Meter, wie sie sich in heiteren, windstillen Nächten das ganze Jahr hindurch in hügeligem oder gebirgigem Terrain einstellt.

Wels hat die Behauptung aufgestellt, dass die Wärmeausstrahlung in Thälern grösser sei als in der freien Ebene; eine Behauptung, die öfter in Zweifel gezogen worden ist. Herr Koosen (in Weesenstein bei Dresden) hat an seinem von 100 bis 200 Fuss hohen Bergen umschlossenen Wohnort deshalb specielle Beobachtungen darüber angestellt und die Richtigkeit der Beobachtungen von Wels bestätigt. Die Ausstrahlung in windstillen und klaren Nächten war in der Thalebene bedeutend grösser als auf der darüber gelegenen Hochebene; der Temperaturunterschied nahe am Boden befindlicher Gegenstände wie auch der Luft selbst bis zu einer gewissen Höhe betrug oft 4 bis 5° C., um welchen Betrag die Hochebene wärmer war. Am 23. September (1862) morgens zeigte z. B. das Minimum-Thermometer in einer Höhe von 20 Fuss über dem Erdboden — 2,5° C., und Hortensien, Fuchsien, Canna, Caladium, Araucaria excelsa waren in Blüte und Laub erfroren, selbst das Weinlaub und die jungen Triebe von Akazien und Rosen hatten sehr gelitten, während auf der Hochebene 100 bis 200 Fuss über dem Thale keine Pflanze, selbst nicht die Georgine, gelitten hatte.

Bei Erklärung dieser Erscheinung, die im Frühling, namentlich aber im Herbst am auffallendsten hervortritt, muss man berücksichtigen, dass die Wärmeausstrahlung in den Thälern schon um 1 bis 2 Stunden früher beginnt als auf der Hochebene und am Morgen um ebensoviel länger dauert. Wenn man an einem Sommerabend kurz nach Sonnenuntergang aus einem Thale die Hochebene hinansteigt, findet man dort schon alle Pflanzen mit Tau bedeckt, während sie auf der Höhe noch vollkommen trocken sind. Die relative Stärke der Ausstrahlung dagegen ist höchst wahrscheinlich im Thale nahe dieselbe wie auf der Hochebene, weil die Strahlung gegen das Zenith am kräftigsten ist, gegen den Horizont hin aber rasch abnimmt. Dazu kommt noch, dass in den Thalbecken die Luftströmung viel häufiger ganz fehlt als in der Ebene oder auf der freien Hochebene, bewegte Luft gleicht aber in hohem Masse die durch die nächtliche Ausstrahlung hervorgebrachten Temperaturunterschiede aus und macht sie unschädlich.

Dazu kommt noch, dass von den Abhängen die durch die Wärmestrahlung des Bodens erkalteten Luftschichten gegen das

Thal hin abfliessen und sich dort ansammeln, während die Luft des Abhangs durch Zufluss wärmerer Luft beständig erneut wird.
In der kalten stagnierenden Luft der Thalsohle kondensiert sich der atmosphärische Wasserdampf häufig zu dünnen Nebelschichten. Wenn man an einem warmen ruhigen Sommerabend in ein vegetationsreiches Thal hinabsteigt, so bezeugt schon das zunehmende Gefühl feuchter Kühle ohne thermometrische Beobachtungen die geschilderte Temperaturverteilung.

Den Bergabhängen und Hügelkuppen kommt demnach die klimatische Begünstigung geringerer Nachtkälte zu, was sich auch bei der Kultur empfindlicherer Nutzpflanzen sehr bemerklich macht. Gegen die Polargrenzen ihres Verbreitungsbezirkes hin geniessen sie an Abhängen einer grösseren Immunität gegen Frostschäden, als in den Thalsohlen. Schon Virgil sagt „vitis amat collem". In der Provinz San Paulo in Brasilien (20—25° S. Br. 5 bis 800 m Seehöhe) werden die Kaffeepflanzungen nur auf den Hügeln, nie in den Thalmulden angelegt, denn der Frost kommt nur in den Niederungen zwischen den Hügeln, auf den Hügeln selbst dagegen sehr selten vor.

Wohnsitze auf Abhängen oder auf Hügelkuppen haben nicht allein den Vorzug geringerer Feuchtigkeit, sondern auch jenen einer milderen Nachttemperatur.

Besonders auffallend tritt aber die geringe Kälte der Abhänge und Kuppen gegenüber der Thalsohle hervor während stärkerer Kälteperioden des Winters. Die mittleren Winterminima selbst sind in den Thälern tiefer als in benachbarten höheren Lagen, von denen die kalte Luft frei abfliessen kann. In den Alpen sind jene Thäler am kältesten, welche nach Westen hin gegen die häufigeren, stärkeren und wärmeren Luftströmungen gedeckt sind und so eine ungestörte Ansammlung der durch Wärmeausstrahlung erkalteten Luftmassen begünstigen. In solchen Thälern nimmt selbst durchschnittlich zu Anfang oder noch um die Mitte des Winters die Temperatur mit der Höhe zu. Man muss dabei berücksichtigen, dass die Winterkälte nicht zumeist durch kalte Winde aus Nord oder Nordost zu uns kommt, sondern durch die Wärmeausstrahlung während der langen Nächte bei heiterem Himmel, namentlich über schneebedecktem Boden an Ort und Stelle ent-

steht. Die Erkaltung der Luftmassen schreitet normal von unten nach oben fort, und die kalten Schichten sind anfangs ganz seicht.

Daher ist die Verteilung der Winterkälte in hohem Grade von allen Umständen abhängig, welche die Wärmeausstrahlung und die ungehinderte Ansammlung der kalten Luftschichten beeinflussen, und daher die häufigen Anomalien einer grösseren Wärme an höher gelegenen Orten.

So hat Bevers im Hochthale des oberen Engadin eine Januartemperatur von — 10,4° in 1715 m, steigt man aber zum Julierpass hinauf zu 2244 m, so findet man ein Januarmittel von — 8,8°, und auf dem Rigi-Kulm 1784 m, fast in gleicher Höhe mit Bevers, hat der Januar nur — 5,1°. Die respektiven mittleren Winterminima der genannten Orte zeigen dasselbe Verhältnis: Bevers — 26,9°, Julier — 23,9°, Rigi-Kulm — 18,9°. Grächen (1632 m), im oberen Wallis an einem Bergabhang gelegen, hat — 4,4° im Mittel des Januar, Davos, in einer Thallage, gleich hoch (1650) — 7,3°, die mittleren Winterminima sind — 17,3° und — 24,7° [1]). Im Thalbecken von Kärnten ist die Wärmezunahme mit der Höhe im Winter so populär, dass sie zu dem Sprichworte Veranlassung gab: „Steigt man im Winter um einen Stock, so wird es wärmer um einen Rock.“ In der That ist um die Mitte des Winters vom 17. Dezember bis 15. Januar die normale, vertikale Temperaturverteilung die folgende:

Seehöhe	470	790	1230	2040 m
Mittlere Temperatur C.	— 5,6	— 4,1	— 4,1	— 5,0

Die mittleren Lagen sind die wärmsten, aber selbst in 2000 m Seehöhe ist die mittlere Temperatur noch höher als über der Sohle des Thalbeckens. Das mittlere Jahresminimum von Klagenfurth 440 m ist — 21,7°, zu St. Paul (Lavantthal) 390 m gleichfalls —21,7°, hiergegen zu Hüttenberg 780 m — 14,8°, Lölling 1100 m — 14,7°; diese Orte liegen am Ostabhange der grossen Saualpe.

Es entwickeln sich im Winter während des heiteren,

---

1) Alle diese Temperaturen beziehen sich auf die gleiche Periode 1864 bis 1871, sind aber nicht als Normalmittel zu betrachten.

windstillen Wetters, welches die Barometermaxima begleitet, über der ganzen Oberfläche des Alpenlandes, Systeme langsam abfliessender kalter Luftströmungen. Die Richtung und Stärke derselben folgt den Unebenheiten des Bodens, und gleich Wasserläufen haben sie das Bestreben, sich in den Schluchten und Thälern zu vereinigen und gegen die Hauptthäler zu konvergieren, in welchen sie wie Flüsse in ihren Betten sich abwärts bewegen. Da die derart von allen Abhängen abfliessende Luft durch andere ersetzt werden muss, so erhalten die Berggipfel und Abhänge dafür Luft aus grösseren Höhen, welche an sich wärmer ist, als die am Boden erkaltete Luft und sich zudem beim Herabsinken erwärmt. Denn es ist ein allgemein gültiges Gesetz, dass Luft, die von einem niedrigeren zu höherem Luftdruck ohne äussere Abkühlung herabsinkt, sich erwärmt (wie dies durch künstliche Kompression im pneumatischen Feuerzeug in auffallender Weise geschieht) [1]). So kommt es, dass zuweilen längere Zeit auf Berghöhen mitten im Winter eine auffallende Wärme herrscht, während die Thäler starken Frost haben. Gleichzeitig damit bedeckt meistens eine mehrere hundert Meter dicke Nebelschichte Thäler wie Niederungen, ein Effekt der starken Erkaltung der untersten Luftschichten. Dagegen ist die Luft auf den Abhängen und Berggipfeln sehr trocken. Die Kälte ist dabei an kein bestimmtes Niveau gebunden, sondern alle Thalbecken sind kalt, die Abhänge und Gipfel warm [2]).

Die Jahreszeit, welche zur Entwickelung dieser Erscheinung die günstigste ist, ist die der längsten Nächte, also vornämlich November, Dezember und erste Hälfte des Januar.

In den letzten Jahren hat sich während der langandauernden Barometer-Maxima über Mitteleuropa im Dezember 1879, Januar 1880, dann Januar und Februar 1881 die Wärmezunahme mit der Höhe im ganzen Alpen-

---

[1]) Wir werden auf dieses wichtige Gesetz später noch näher eingehen.

[2]) Man sehe die interessanten und wichtigen Beobachtungen, welche Kerner während einer solchen Umkehrung der Wärmeabnahme mit der Höhe in Innsbruck und Umgebung veranstaltet hat. Zeitschr. f. Meteorol., Bd. XI.

gebiete und selbst im deutschen Mittelgebirge in auffallendster Weise eingestellt.

Einige Beispiele mögen dies erläutern.

Mittlere Temperatur des Dezember 1879 in Kärnten.

Seehöhe . .	450	580	830	1200	2040 m
Temperatur C.	— 13,3	— 10,4	— 8,8	— 6,9	— 9,4
Minimum . .	— 25,6	— 21,1	— 19,3	— 18,5	— 24,4

Am grössten war die Wärmezunahme nach oben, während das Centrum des Barometermaximums über dem Alpengebiete selbst lag, d. i. während der 13 Tage vom 16. bis 28. Dezember. Die mittlere Temperatur dieser Periode war:

	Seehöhe	7^h	2^h	9^h	Mittel	Mittlere Bewölkg.
Klagenfurt	440	— 19,1	— 13,0	— 16,4	— 16,2	3,2
Obirgipfel .	2040	— 5,9	— 1,2	— 5,5	— 4,5	1,7
Ischl . . .	467	— 13,7	— 7,3	— 13,0	— 11,8	1,6
Schafberg .	1776	— 0,1	0,6	— 1,3	— 0,5	0,7

Während in Klagenfurt eine wahrhaft sibirische Kälte herrschte, war die Temperatur am Obir mild und am Schafberggipfel, selbst nachts, dem Nullpunkt nahe. Höchst bemerkenswerterweise zeigt sich der Temperaturunterschied um 7^h morgens am grössten, d. h. die Höhen sind dann relativ am wärmsten. Dies beweist direkt, dass die ganze Erscheinung ein Effekt der Wärmeausstrahlung und des Herabsinkens der kalten Luft in die Thäler war. Auch im Pothale zeigte sich nach Cantoni diese Wärmezunahme mit der Höhe damals in auffallender Weise. Die mittleren Temperaturen und die absoluten Minima für eine Periode von 60 Tagen (beginnend mit der zweiten Dekade des Dezember 1879 und endend mit der ersten Dekade des Februar) waren:

Ort	Alessandria	Pavia	Mailand	Varese
Höhe	98	98	147	862 m
Mitteltemperatur	— 8,5	— 7,6	— 5,7	— 1,0
Minimum . . .	— 17,0	— 14,0	— 10,5	— 9,4

Man sieht, die höheren und den Alpen am nächsten liegenden Orte waren die wärmsten, die tiefsten, die kältesten.

Alessandria liegt näher der Achse des Pothales, längs welchem die kalte Luft langsam abfloss, als Pavia, und ist deshalb kälter.

Die niedrige Wintertemperatur der oberitalienischen Ebene erklärt sich auf dieselbe Art, wie jene des kärntnerischen Thalbeckens, sie ist die eines Sammelbeckens für die durch Wärmestrahlung des Bodens erkalteten Luftmassen der umgebenden Höhen. Der Gebirgskranz von Nord über West bis Süd hält die vorherrschenden Winde ab und gestattet das Stagnieren der kalten Luftmassen.

Für die Trockenheit der warmen Luft in der Höhe mag folgender Beleg aus derselben Kälteperiode hier stehen:

20. bis 28. Dezember 1879, 6^h a. m.

Ort	Höhe	Temp.	Rel. Feuchtigkeit	Bewölkung
Puy de Dôme	1470	3,8	38 %	13 %
Clermont[1] .	390	— 13,2	91	7

Im Gebiete des grossen dauernden Barometermaximums und des Winterkältepols von Ostsibirien ist die Wärmezunahme mit der Höhe wahrscheinlich eine normale Erscheinung, und die furchtbare Winterkälte der Thäler mildert sich dort mit der Höhe.

Mit der geschilderten Wärmezunahme mit der Höhe an Abhängen und Kuppen hängt es zusammen, dass in den Alpen so viele Gehöfte und Dörfer nicht auf dem, in vielen Beziehungen viel bequemeren ebenen Terrain der Thalsohlen, sondern auf den Gehängen, oft ziemlich weit von den zugehörigen Wiesen und Feldern der ebenen Thalsohle, erbaut worden sind. „Wer jemals im Spätherbste in einer jener windstillen und heiteren Perioden bei solchen, an steilem Bergabhange ragenden Gehöften geweilt hat, und zu einer Zeit, wenn unten im Thale der gefrorene Boden schon von Reif und das entblätterte Zweigwerk der Bäume von Duftansatz starrt und alle Vegetationsthätigkeit längst erloschen ist, dort oben die sommerlichen, milden Lüfte geatmet, die grünen Grasplätze noch mit herbstlichen Blüten geschmückt und die

[1] Am Fuss dieses Berges.

Schafe noch im Freien weiden gesehen hat, der wird es begreiflich finden, dass die ersten Erbauer der Gehöfte sich in jenen Höhen ansiedelten, die sich durch ihre günstigen Temperaturverhältnisse im Spätherbst und Winter erfahrungsgemäss auszeichnen" (Kerner).

Zur Erklärung der angeführten Thatsachen über die Temperaturänderung mit der Höhe mögen folgende Betrachtungen dienlich sein.

Hätte die Erde keine Atmosphäre, so würde ihre Oberfläche täglich den Extremen der vollen Intensität der Sonnenstrahlung bei Tag und der ungeheuren Kälte des Weltraums (jedenfalls unter — 100° C.) bei Nacht schutzlos preisgegeben sein. Von diesen ungeheuren täglich wiederkehrenden Extremen wird die Erdoberfläche durch das Dazwischentreten der Atmosphäre bewahrt. Die Atmosphäre verhält sich wie eine diaphane und isolierende Hülle. Sie absorbiert einerseits einen Teil der Strahlung und verhindert so eine extreme Erwärmung der Körper, sie vermindert aber in noch höherem Grade den Wärmeverlust durch die nächtliche Ausstrahlung. Die atmosphärische Hülle, namentlich die unteren, dichteren und wasserdampfreicheren Schichten wirken ähnlich wie die Glasdächer der Gewächshäuser, sie lassen die leuchtende Strahlung [1]) in viel höherem Masse durch als die direkte Wärmestrahlung, die von dem erwärmten Erdboden wieder zurückstrahlt. So wird eine Aufspeicherung von Wärme ermöglicht, und es resultiert daraus eine sehr viel höhere mittlere Temperatur, als sie dem Gleichgewicht zwischen unbehinderter Ein- und Ausstrahlung entsprechen würde.

Je dünner nun diese Hülle wird, desto schwächer wird diese günstige Wirkung der Atmosphäre, desto niedriger die mittlere Temperatur der Körper, die nun der freieren Insolation und Ausstrahlung ausgesetzt sind. Deshalb muss die mittlere Temperatur in der Atmosphäre mit der Höhe abnehmen, obgleich die Intensität der Sonnenstrahlung mit der gleichzeitigen Abnahme der Dicke der absorbierenden Hülle wächst.

---

[1]) Die Strahlung eines Körpers oder Gases von sehr hoher Temperatur.

Dies würde aber noch nicht die grössere Wärme der Hochebenen gegenüber Berggipfeln von gleicher Höhe erklären.

Es ist aber noch ein weiterer Umstand zu beachten, die direkte Einwirkung des von der Sonnenstrahlung erwärmten Erdbodens auf die benachbarten Luftschichten. Der Erdboden ist tagsüber wärmer als die aufruhende Luft, weil er die Sonnenstrahlung als opaker dunkler Körper viel stärker absorbiert als die Luft, und weil die Erwärmung sich in den obersten Schichten konzentriert, da der Boden nicht bis zu einiger Tiefe durchstrahlt werden kann. Er teilt nun seine Wärme den aufliegenden untersten Luftschichten teils direkt durch Leitung mit, teils durch seine Wärmestrahlung, die von den untersten Luftschichten absorbiert wird.

So wird der Boden eine Wärmequelle für die ihm benachbarten Luftmassen, und es ist deshalb klar, dass diese letzteren über einem Hochlande oder einer massigen Gebirgskette mehr Wärme besitzen als jene um einen isolierten Berggipfel oder gar jene der freien Atmosphäre in gleicher Höhe. Die fast stets bewegte Atmosphäre gestattet keine Ansammlung stärker erwärmter Luftschichten um isolierte Bodenerhebungen, dieselben werden rasch wieder weggeführt, und die Wärmequelle selbst als von beschränkter Ausdehnung ist viel weniger wirksam.

Bei Nacht und im Winter erkaltet aber der Boden stärker als die Luft durch Wärmeausstrahlung, daher ist die Luftwärme über Hochebenen zu dieser Zeit niedriger als jene auf einem Berggipfel oder in gleicher Höhe der freien Atmosphäre.

Was nun das Mass der Wärmeabnahme mit der Höhe anbelangt, so ist dasselbe das Resultat des Zusammenwirkens mehrfacher Ursachen. Hätte die Atmosphäre keinen festen Kern, so würde die vertikale Temperaturverteilung in derselben nur von den Gesetzen der Wärmeabsorption und Ausstrahlung der Luft selbst abhängen, und die Wärmeänderung mit der Höhe würde wohl äusserst langsam vor sich gehen. In der That haben die Ballonfahrten Glaishers in sehr grossen Höhen

der Atmosphäre eine relativ sehr geringe Temperaturänderung mit der Höhe ergeben (zwischen 15—20,000 engl. Fuss 0,3° und zwischen 20—29,000 Fuss circa 0,2° für je 100 m), und die in den grössten Höhen beobachteten Temperaturen waren unerwartet mild (in 11,000 m Höhe über England im September kaum — 25°). Wahrscheinlich ist auch im Winter in grösserer Höhe über dem Erdboden die Temperaturänderung mit der Höhe sehr langsam; in den tieferen Schichten findet man dann, wie vorhin gezeigt wurde, bei ruhigem Wetter sogar eine Temperaturabnahme nach unten, weil der durch Strahlung erkaltete Erdboden erkältend auf die Atmosphäre wirkt. Würde den ganzen Winter hindurch Windstille herrschen, so würde dies auch der normale Zustand sein.

Ist die Luft bewegt, so ergibt sich vielfach Veranlassung zu einer Mischung der unteren mit den oberen Luftschichten und in Bergländern wird die Luft längs der Abhänge in die Höhe geführt. Dies gibt dann eine schnelle Wärmeabnahme mit der Höhe. Denn Luft, die emporsteigt, kühlt sich im Verhältnis von 1° auf je 100 m Erhebung ab. Denken wir uns eine Quantität trockener Luft in einen Ballon eingeschlossen, dessen Hülle für die Wärme undurchdringlich, aber beliebiger Ausdehnung fähig wäre, so dass die eingeschlossene Luft jederzeit jenes Volumen annehmen kann, welches einer Aenderung des äusseren Druckes entspricht (also stets aussen und innen gleicher Druck herrscht), und lassen wir den Ballon infolge eines grösseren Temperaturüberschusses gegen die umgebende Luft emporsteigen, so wird die aufsteigende Luft der fortwährenden Druckabnahme mit der Höhe entsprechend sich fortwährend ausdehnen, während gleichzeitig ihre Temperatur sinkt, und zwar, wie die mechanische Wärmetheorie lehrt, um je 1° C. beim Emporsteigen um je 100 m. Dieser Wärmeverlust ist das thermische Aequivalent der Arbeit, welche die Luft bei der Volumvergrösserung gegen den Druck der äusseren Luft leistet. Er kann jederzeit wieder zurückerstattet werden, denn wenn wir den Ballon an einer Schnur

wieder gegen die Erdoberfläche zurückziehen, so erwärmt sich die Luft wieder genau in gleichem Verhältnis und kommt mit dem ursprünglichen Wärmeüberschuss wieder an Erde an. Dabei ist aber auch ihr Volumen wieder durch den äusseren Druck auf die ursprüngliche Grösse zurückgeführt worden.

Es gilt daher das allgemeine Gesetz: Aufsteigende Luftmassen erkalten im Verhältnis von 1° C. auf je 100 m (so lange keine Kondensation des Wasserdampfes eintritt), sie erwärmen sich umgekehrt im gleichen Verhältnis beim Herabsinken.

Denken wir uns die Luftmassen der Atmosphäre in vertikaler Richtung so durcheinander gemischt, dass jedes Luftteilchen die ganze Höhe der Atmosphäre mehrmals durchmessen hätte, so würde die Temperaturabnahme in denselben im Verhältnis von 1° auf 100 m erfolgen. Bei diesem Verhältnis der Wärmeabnahme würde eine aufsteigende, wie eine niedersinkende Luftmasse in jedem Niveau die eigene Temperatur antreffen, d. h. in jedem Niveau im Gleichgewicht sein, nirgends das Bestreben haben, zu steigen oder zu sinken. Es ist dies der Zustand des indifferenten (konvektiven) Gleichgewichts. Ist die Wärmeabnahme rascher als 1° für je 100 m, so würde eine aufsteigende Luftmasse in jedem Niveau eine niedrigere Temperatur antreffen, als sie sie selbst in demselben annimmt, sie hätte also das Bestreben, bis an die Grenze der Atmosphäre emporzusteigen. Umgekehrt könnten dann kalte Luftmassen aus der Höhe auf die Erde herabstürzen. Andererseits bei der langsameren Wärmeabnahme, wie sie thatsächlich stattfindet, muss eine aufsteigende Bewegung bald zur Ruhe kommen, und herabsinkende kalte Luft wird sich so rasch erwärmen, dass sie keinesfalls bis zur Erde herabstürzen kann[1]). Es

---

[1]) Die niedrigste Temperatur, die man bisher in den Höhen der Atmosphäre angetroffen hat, ist von Barral und Bixio bei ihrer Luftfahrt am 27. Juli 1850 in einer Höhe von 7000 m über Paris angetroffen worden, sie betrug — 39,7°. Selbst diese abnorm kalte Luftmasse würde aber, an die Erdoberfläche herabgebracht, sich um 70° erwärmt, also immer noch 30° Wärme gezeigt haben. Die rasche Erwärmung niedersinkender Luftmassen ist es, welche uns an der Erdoberfläche vor dem Herabstürzen der kalten Luftmassen aus grossen Höhen bewahrt.

ist dies ein stabiler Zustand des vertikalen Temperaturgleichgewichts in der Atmosphäre. Der Zustand des indifferenten Gleichgewichts würde in der Atmosphäre statthaben, wenn dieselbe nur von unten von der Erdoberfläche aus erwärmt würde, also die Wärme, die jedes Luftteilchen in jeder Höhe hat, nur von dem erwärmten Erdboden herstammen würde. In der Atmosphäre der Sonne müssen wir diesen Zustand des sog. konvektiven Temperaturgleichgewichts annehmen. Da nun in der Erdatmosphäre die Temperaturabnahme nach oben viel langsamer erfolgt, als es diesem Zustand entspricht, indem sie selbst in den unteren Schichten nur halb so gross, in höheren noch viel geringer ist, so müssen wir schon daraus schliessen, dass der erwärmte Erdboden nicht allein die Erwärmung der Atmosphäre besorgt haben kann. Wir haben übrigens auch schon auf S. 71 erörtert, dass die Atmosphäre selbst circa die Hälfte der Sonnenstrahlung absorbiert. Die oberen Schichten erhalten also von der Sonne direkt eine bedeutende Wärmequantität.

Eine zweite bedeutende Wärmequelle für die höheren atmosphärischen Schichten ist die Kondensation des Wasserdampfes bei der aufsteigenden Luftbewegung. Eine feuchte Luftmasse hat einen viel grösseren Wärmeinhalt, als eine trockene von gleicher Temperatur.

Soll z. B. ein Kilogramm trockener Luft von 25° auf 0° abgekühlt werden, so muss demselben eine Wärmemenge von 0,238°[1] $\times$ 25 = 5,95 Kalorien entzogen werden, z. B. durch Emporsteigen um circa 2500 m[2]. Nehmen wir dagegen ein Kilogramm mit Wasserdampf gesättigter Luft, so werden bei einer Abkühlung auf 0° circa 16 g Wasserdampf kondensiert, deren Kondensationswärme gleich 16 $\times$ 0,6 = 9,6 Wärmeeinheiten beträgt. Es müssen demnach dem Kilogramm gesättigt feuchter Luft 9,6 + 5,9 = 15,5 Wärmeeinheiten, d. i. nahezu

---

[1] Specifische Wärme der Luft.

[2] Da das mechanische Aequivalent der Wärmeeinheit 424 kgm ist, so könnte eine Wärmemenge von 5,95 Kalorien ein Kilogramm auf die Höhe von 5,95 $\times$ 424 = 2520 m heben. Die Temperaturerniedrigung um 25° ist das thermische Aequivalent dieser Arbeit.

die dreifache Wärmemenge entzogen werden, um es bis zum Frostpunkt abzukühlen. Daraus ergibt sich, dass emporsteigende feuchte Luft viel langsamer sich abkühlt als trockene, von dem Moment ab, wo die Kondensation des Wasserdampfes beginnt.

Die folgende kleine Tabelle enthält die Wärmeabnahme bei den angeführten Temperaturen gesättigt feuchter Luft beim Emporsteigen um je 100 m. Die Wärmeabnahme ist natürlich um so langsamer, bei je höherer Temperatur die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, d. i. je mehr Wasserdampf überhaupt ein Kilogramm feuchter Luft enthält.

Wärmeabnahme pro 100 m.

	Anfangstemperatur					
Anfängl. Druck[1]	— 10°	0°	10°	20°	30°	Seehöhe
760	0,76	0,63	0,54	0,45	0,38	0
500	0,68	0,55	0,46	0,38	—	3360

In einer feuchten Atmosphäre, in welcher durch die stärkere Erwärmung der Luft in den untersten Schichten vertikale Strömungen entstehen, wird deshalb die Temperaturabnahme mit der Höhe viel langsamer sein, als in einer trockenen. Da die Luft nicht stets und überall mit Wasserdampf gesättigt ist, so wird die Temperaturabnahme in den untersten Schichten rascher erfolgen; von jener Höhe an aber, in welcher die Kondensation des Wasserdampfes am häufigsten eintritt, langsamer werden.

Soweit die Wärmeabnahme nach oben von der Verdichtung des Wasserdampfes abhängt, muss dieselbe in den wärmeren, dampfreicheren Klimaten, wenigstens von einer gewissen Höhe an, langsamer erfolgen, als in den kälteren, wasserdampfärmeren, und caeteris paribus in trockenen Klimaten rascher sein als in feuchten, also über den Oceanen und im Küstenklima langsamer sein als über den Kontinenten. Die Beobach-

[1] Der Luftdruck spielt deshalb auch eine Rolle, weil die Quantität Wasserdampf in einem Kilogramm gesättigt feuchter Luft mit der Höhe, d. i. mit abnehmendem Luftdruck, zunimmt.

tungen entsprechen auch im allgemeinen dieser Voraussetzung.

Dass das Jahresmittel der Temperaturänderung mit der Höhe in den Tropen durchschnittlich dasselbe ist, wie in höheren Breiten, rührt daher, dass die raschere Wärmeabnahme im Sommer der höheren Breiten, welche der Voraussetzung entspricht, wieder ausgeglichen wird durch die langsame Wärmeabnahme im Winter, wo der Erdboden durch stärkere Wärmeausstrahlung erkaltend auf die unteren Luftschichten wirkt.

Bei windigem, stürmischem Wetter ist in Gebirgsländern die Temperaturabnahme mit der Höhe am raschesten, weil sie sich dann am meisten jener in aufsteigenden Luftströmungen nähert.

Bei windstillem Wetter ist sie dagegen am langsamsten, weil dann eine vertikale Bewegung der ganzen Luftmasse fehlt und die Erwärmung eine allgemeine gleichmässige ist. Freilich haben zur Zeit ruhigen heiteren Sommerwetters die Hochthäler, Abhänge und Gipfel auch eine höhere Temperatur, als der freien Atmosphäre in gleicher Höhe zukommt, weil der erwärmte Boden durch Leitung und Strahlung die Luft erwärmt, und auch unsere Thermometer eine etwas höhere Temperatur angeben, als sie der Luft eigentlich zukommt. Im allgemeinen ist aber die grössere Kälte, die man auf Bergen bei starkem Wind fühlt, nicht allein physiologisch zu erklären, sondern in der That auch durch das Thermometer nachweisbar; sie ist eine Wirkung der längs der Bergabhänge aufsteigenden Luftbewegung. Die Berghöhen sind dann kälter als die Luft in gleicher Höhe der freien Atmosphäre.

Jährlicher und täglicher Gang der Temperatur im Gebirge. Im allgemeinen nimmt die Grösse der jährlichen Wärmeschwankung mit der Seehöhe ab.

Diese Abnahme ist gering oder kaum vorhanden in den tropischen Gegenden, sie spielt dagegen eine bedeutende Rolle in den mittleren und höheren Breiten.

Der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat beträgt z. B.:

Ceylon:

Meeresniveau		Im Innern	
Kolombo (nasse Westküste) . .	2,0°	Kandy 522 m . . .	2,7°
Batticaloa (trock. Ostküste) . .	3,8	Newara Eliya 1875 m	2,1

Südindien, Nilgiris:

Koimbatur 452 m	5,1	Utakamand 2283 m .	4,9
Kotergherri, Wellington 1874 m	5,1	Dodabetta 2643 m .	3,8

Hier ist die jährliche Wärmeschwankung auch im Meeresniveau sehr klein und nimmt kaum mehr nach oben hin ab. Wo die untere Station ein kontinentales Klima hat, wird die Abnahme mit der Höhe merklicher, da ja auf Berghöhen die Erhitzung geringer, dagegen Trübung und Regen grösser sind als unten.

Einige Beispiele aus Nordindien sind: Rurki 270 m 18,8°, Chakrata 2150 m 15,5°, Simla 2119 m 15,8°, Rawalpindi 503 m 22,9°, Murree 2276 m 18,6°. Hingegen haben Kalkutta und Goalpara 118 m eine Wärmeschwankung von 10,3°, Darjeeling 2107 m 12,6°.

Weitere Beispiele: St. Helena, Jamestown 12 m 5,2°, Longwood 538 m 5,1°, Hongkong, Viktoria 13,3°, Viktoria Peak 532 m 12,2°, Aden 60 m 7,2°, Gondar 2270 m 5,8°.

Im allgemeinen nimmt demnach in tropischen Gebirgsländern die jährliche Wärmeschwankung nur in geringem Masse oder selbst gar nicht mit der Höhe ab.

In den mittleren und höheren Breiten, wo die Temperaturabnahme mit der Höhe eine so ausgeprägte jährliche Periode hat, und die Wärme im Winter viel langsamer nach oben abnimmt als im Sommer, haben die Orte in grösseren Höhen der Gebirge einen kleineren jährlichen Spielraum der Temperaturschwankungen als jene in den Niederungen. Das Klima der Höhen nähert sich demnach in dieser Beziehung dem Küstenklima. Als Beleg hierfür sollen die folgenden Beispiele dienen:

Vereinigte Staaten von Nordamerika:

	Jahres-schwkg.		Jahres-schwkg.
Burlington, Portland 70 m	27,9°	Denver City 1606 m . .	27,0°
Mt. Washington 1916 m .	22,9	Pikes Peak 4313 m . . .	20,4

Aus dem Kaukasus und dem Hochlande von Armenien:

Wladikawkas-Tiflis 570 m	24,3°	Eriwan, Aralych 870 m	35,1°
Gudaur 2160 m	22,4	Alexandropol 1470 m .	29,7

Aus den Alpen:

Theodulpass 3330 m . . .	14,4°	Rigikulm 1780 m	15,6°
St. Bernhard 2480 m . . .	15,2	Zürich 480 m	20,8
Grächen, Zermatt 1620 m	17,1	Schafberg 1780 m . . .	16,1
Sion, Martigny 520 m . .	21,8	Ischl 470 m	19,9

Die Stationen im Wallis geben eine Abnahme der jährlichen Amplitude von 0,27° für je 100 m[1]), man kann für Centraleuropa im Mittel 0,3° annehmen. Die erstere Zahl würde schliessen lassen, dass in einer Höhe von circa 9000 m die jährliche Wärmeschwankung ganz aufhören müsste, vorausgesetzt, dass ein Gebirge von solcher und grösserer Höhe existieren würde.

Man würde aber sehr fehlgehen, wenn man annehmen wollte, dass die Abnahme der jährlichen Wärmeschwankung mit der Höhe mit solcher Regelmässigkeit vor sich ginge, wie die eben angeführten Daten glauben machen könnten.

In der That ist dies nur der Fall, wenn man Stationen in Thälern mit solchen auf Bergabhängen oder diese untereinander vergleicht, denn das orographische Element spielt dabei eine grosse Rolle, wie folgende wenige Beispiele lehren:

Rigikulm 1784 m	15,6°	Denver City 1606 m . .	27,0°
Sils und Bevers 1762 m .	21,7	St. Louis 150 m	27,0
Chur 603 m	20,4		

Sils und Bevers haben eine um 6° grössere Temperaturschwankung als der Rigikulm in gleicher Höhe und eine grössere als Chur, das um 1160 m tiefer liegt. Desgleichen finden wir auf dem grossen Plateau im Westen des Mississippithales eine jährliche Temperaturschwankung gleich jener im letzteren selbst. Leh in Tibet in 3517 m hat eine jährliche Temperaturschwankung von 25,3°, Peschaver in 390 m in gleicher Breite nur 22,0°. Hochebenen und Hochthäler zeigen überhaupt kaum eine Ab-

1) Aus den Temperaturmitteln der Periode 1864/71 abgeleitet.

nahme der jährlichen Temperaturschwankung mit der Höhe, in einzelnen Fällen sogar eine Zunahme.

Es ist dies eine natürliche Folge des Umstandes, dass die Thäler im Winter durch Wärmestrahlung und Ansammlung der kalten Luft abnorm erkalten, während sie umgekehrt im Sommer sich wieder stark erwärmen. Die relativ hohe Wärme der Thalbecken im Sommer rührt her erstlich von den günstigen Insolationsverhältnissen (am Morgen werden die östlichen Gehänge, am Nachmittag die westlichen stärker erwärmt als die Ebene bei gleicher Sonnenhöhe), von dem Wärmereflex und der Wärmestrahlung der Thalwände, sowie vom Schutz gegen abkühlende Winde. Das Klima der Thäler, namentlich das der Hochthäler, ist extremer als das der Abhänge infolge gesteigerter Wärmeausstrahlung und Insolation bei dünnerer atmosphärischer Hülle und geringerem Wasserdampfgehalt der Luft. Ein Gebirgsland bietet derart grosse Verschiedenheiten der Wärmeschwankung, je nachdem der Ort in einem Thale liegt oder auf einem Abhange oder Gipfel, und dann wieder, je nachdem er auf einem Nord- oder Südabhange liegt, oder das Thal sich nach W oder E öffnet u. s. w.

Der jährliche Wärmegang auf grossen Höhen der Gebirge, an Abhängen und Gipfeln, bietet nicht nur durch die Abnahme des Unterschiedes der Wärmeextreme eine Analogie mit dem Küstenklima, sondern auch durch die Verspätung ihres Eintrittes gegenüber den Orten gleicher Breite in der Niederung. Namentlich verzögert sich der Eintritt der niedrigsten Temperatur gegen den Februar, ja selbst bis gegen den März hin. In den ersten Frühlingsmonaten ist es, wo der Temperaturunterschied zwischen den Gebirgshöhen und der darunter liegenden Niederung am stärksten hervortritt. Während unten die Schneedecke schon gewichen und der Boden von der hoch stehenden Sonne kräftig erwärmt wird, muss in grösseren Höhen noch der ganze Betrag der Sonnenstrahlung zur Schneeschmelze aufgebraucht werden.

Der tägliche Gang der Temperatur in Gebirgsländern zeigt lokale und allgemeine Modifikationen; für die

ersteren ist die Exposition eines Ortes, je nachdem die ersten Morgen- oder die letzten Abendstunden an Sonnenschein verkürzt sind, zunächst massgebend, ferner haben auch lokale Winde, namentlich die kalten Nachtwinde mancher Gebirgsthäler, auf das rasche Sinken der Temperatur nach Sonnenuntergang und den verspäteten Eintritt des Minimums grossen Einfluss. Der mittlere tägliche Temperaturgang eines Ortes im Gebirge ist daher nur auf Grund genauer Lokalkenntnisse und nicht nach der allgemeinen Regel des Wärmeganges in gleicher Breite zu beurteilen.

Bei freier Erhebung über die Erdoberfläche muss die tägliche Wärmeschwankung mit der Höhe wohl rasch bis zu einer gewissen Grenze abnehmen und gleichzeitig wird sich der Eintritt des Temperaturminimums und des Maximums den Zeitpunkten des Aufgangs und der Kulmination der Sonne mehr nähern, als an der Erdoberfläche selbst. Der tägliche Temperaturgang auf Berggipfeln zeigt eine Annäherung an dieses Verhältnis, eine Abnahme der täglichen Schwankung und das nahe Zusammenfallen der höchsten Wärme mit dem wahren Mittag. Einige Reihen stündlicher Beobachtungen auf dem Rigikulm und auf dem Faulhorn, sowie die Beobachtungen auf dem St. Bernhard-Hospiz und dem Theodulpass haben dies nachgewiesen. Die vorliegenden Beobachtungen genügen jedoch nicht zur Formulierung allgemeinerer Sätze, und es ist auch leicht einzusehen, dass namentlich der Betrag der Abnahme der täglichen Wärmeschwankung sehr von den Lokalverhältnissen bedingt sein muss. Der frühere Eintritt des Maximums der Wärme auf Berggipfeln scheint noch die konstanteste Modifikation zu sein. Ein paar Beispiele mögen dafür gegeben werden:

	Minimum		Maximum		Differenz
Alpen: September-Beobachtungen von Kaemtz.					
Faulhorn 2680 m .	$5^h\ 0^m$ a. m.	0,6°	$0^h\ 25^m$	5,4°	4,8°
Zürich 480 m . .	$5^h\ 15^m$ a. m.	7,2	$2^h\ 45^m$	18,9	11,7
Java: Mai-Beobachtungen von Smits.					
Pangerango 2950 m	$6^h\ 0^m$ a. m.	7,2°	$11^h\ 30^m$	13,8°	6,6°
Batavia	$6^h\ 0^m$ a. m.	23,1	$2^h\ 0^m$	29,8	6,7

Der frühe Eintritt des Temperaturmaximums auf Bergen in der Aequatorialgegend wird zumeist durch den Eintritt einer Wolkendecke gegen Mittag hin hervorgebracht. Die Zunahme der Bewölkung nach Mittag spielt bei dem täglichen Wärmegang im Gebirge (im Sommer der höheren Breiten) überhaupt eine beachtenswerte Rolle.

Zeigen schon die Beobachtungen auf dem Pangerango, dass die Abnahme der täglichen Wärmeschwankung nach oben selbst auf Gipfeln nicht allgemein zu beobachten ist, so treten die Abweichungen von dem Satze der Abnahme der täglichen Amplituden mit der Höhe noch häufiger und auffallender hervor, wenn man Stationen in Hochthälern mit denen der Niederung vergleicht. Schon in unseren Alpen zeigen die Orte in Hochthälern eine ebenso grosse oder grössere tägliche Aenderung der Wärme als jene in der angrenzenden Niederung. Namentlich im Winter verursacht die grössere tägliche Erwärmung unter dem wolkenfreieren Himmel der Hochthäler zugleich mit der ebenfalls stärkeren nächtlichen Wärmestrahlung und dem Stagnieren der kalten Luftmassen im Grunde der Thäler relativ grosse tägliche Wärmeänderungen. Die grösste tägliche Wärmeschwankung findet man wohl auf trockenen, kontinentalen Hochebenen, wie jenen von Tibet und Innerasien überhaupt, sowie auf den Hochebenen des westlichen Nordamerika. Prjevalskis thermometrische Aufzeichnungen geben für das nördliche Tibet selbst im Dezember einen mittleren Temperaturunterschied zwischen 8^h morgens und 1^h nachmittags von 17,3° C., und Severtzows Beobachtungen im August und September auf dem Plateau von Pamir (3600—4400 m) geben eine tägliche Schwankung von mehr als 25° C. (Woeikoff).

Während der Temperaturunterschied zwischen 7^h morgens und dem nachmittägigen Maximum zu St. Louis am Mississippi kaum 6,5° beträgt, erreicht er auf den westlichen Plateaus in 2000 m Seehöhe unter gleicher Breite 11° C. und die wahre tägliche Wärmeänderung beträgt in diesen Hochthälern 16—18° C. Temperatur-

schwankungen zwischen 25—30° innerhalb 24 Stunden sind nicht selten. Aber auch hier tritt das Temperaturmaximum bald nach Mittag ein.

Nach den Erörterungen auf S. 148 über die gleichzeitige Zunahme der Intensität der Insolation und der nächtlichen Wärmeausstrahlung mit der Höhe müssen uns die grossen Wärmeschwankungen auf Hochebenen und in Hochthälern ganz natürlich erscheinen, und man wird im Gegenteil in den geringen Amplituden der Orte auf Abhängen und auf Gipfeln eine Anomalie finden.

Grösserer Luftwechsel, geringere Ausdehnung der Bodenfläche, somit Annäherung an die Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre erklären aber hinlänglich die geringe tägliche Wärmeschwankung, die man auf Berggipfeln beobachtet.

Einfluss des Gebirges auf die Hydrometeore. Die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre mit der Höhe erfolgt in einem sehr raschen Verhältnis, viel rascher als die Abnahme des Luftdruckes. Die folgende kleine Tabelle gibt den relativen Wassergehalt der Luft für einige Höhenintervalle, jenen an der Erdoberfläche gleich eins gesetzt[1]), und ebenso den relativen Luftdruck, oder die relative Dichte der Atmosphäre zum Vergleiche damit.

Seehöhe m	Wasserdampf	Luft	Seehöhe m	Wasserdampf	Luft
0	1,00	1,00	5000	0,17	0,54
1000	0,73	0,88	6000	0,12	0,47
2000	0,49	0,78	7000	0,08	0,42
3000	0,35	0,69	8000	0,06	0,37
4000	0,24	0,61	9000	0,04	0,32

Diese Zahlen sind so zu verstehen. Wenn, wie im Sommer des mittleren Europa, der Wasserdampfgehalt der Luft durch einen Dampfdruck von 10 mm gegeben ist, so beträgt derselbe in gleicher Gegend auf einer

---

1) Berechnet nach der Formel $e_h = e_0\, 10^{-\frac{h}{6500}}$, wo e_h die Dampfspannung in der Höhe h, e_0 in der Höhe o bezeichnet und h in Metern ausgedrückt sein muss. S. Zeitschr. f. Meteorol. Diese Formel hat sich seither auch in ihrer Anwendung auf viele neue Beobachtungsresultate bewährt.

Gebirgshöhe von 4000 m nur mehr 2,4 mm, unter dem Aequator aber, bei 20 mm Dampfdruck unten, noch 4,8 mm. Der mittlere Luftdruck ist in beiden Fällen circa 470 mm. Auf einer Seehöhe von 2000 m hat man schon die halbe Wasserdampfmenge der Atmosphäre unter sich, in 4000 m circa 3/4 derselben und in 6500 m volle 9/10, während der Luftdruck zwischen 5000 und 6000 m erst den halben Betrag des Druckes an der Erdoberfläche erreicht. Die Gebirge spielen daher in Bezug auf die Wasserdampfhülle der Erde eine grosse Rolle, sie können bei beträchtlicher Erhebung einflussreiche Wetterscheiden werden, und auf geringe Entfernungen hin wohl befeuchtete und sehr trockene Gebiete voneinander trennen.

Die relative Feuchtigkeit, der Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf, zeigt keinerlei gesetzmässige Aenderung mit der Höhe, sie ändert sich im allgemeinen überhaupt wenig mit der Höhe. In tropischen regenreichen Gebirgen gibt es allerdings eine bestimmte Seehöhe, wo die Luft während der Regenzeit, welche örtlich den grösseren Teil des Jahres umfasst, fast konstant mit Wasserdampf gesättigt bleibt, einen nahezu permanenten Wolkengürtel, der meist zwischen 1300—1600 m Höhe liegt. In höheren Breiten liegt dieses dampfgesättigte Luftstratum im Winter in geringer Höhe, oft tage- und wochenlang auf dem Boden selbst aufruhend (die obere Grenze desselben schätzt Mühry in der Schweiz im Mittel zu 1000 m), im Sommer dagegen in viel grösserer Höhe. Der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit ist deshalb auf grösseren Höhen der umgekehrte von dem in der Niederung — im Winter grössere Trockenheit, im Frühling und Sommer die grösste Feuchtigkeit, während die Niederungen im allgemeinen die grösste Sättigung der Luft mit Wasserdampf (die grösste Feuchtigkeit nach dem Sprachgebrauch) im Winter haben, die kleinste im Sommer.

Da wir leider von Gebirgsstationen nur wenige verlässliche und richtig berechnete Feuchtigkeitsbeobachtungen haben, beschränken wir uns auf Angabe einiger Jahresmittel.

Walliser Alpen [1]).

Ort	Seehöhe	Dampfspannung	Rel. Feuchtigkeit
Theodulpass . .	3330	2,6	82 %
Simplon . . .	2010	4,1	78
Martigny . . .	500	6.8	72
		Ceylon [2]).	
Newara Eliya .	1875	11,0	83 %
Kandy	520	16,9	77
Küste	—	21,7	79

Im allgemeinen haben Thäler, weil sie stärker erwärmt sind, bei gleicher absoluter Feuchtigkeit eine etwas grössere Lufttrockenheit, als freie Abhänge oder Gipfel in gleicher Seehöhe.

Das Charakteristische der Feuchtigkeitsverhältnisse grösserer Gebirgshöhen ist der raschere Wechsel und die grösseren Extreme derselben. Volle Sättigung der Luft mit Wasserdampf, auf dem Boden aufliegende Wolken, wechseln häufig mit grosser Trockenheit. Besonders auf isolierten höheren Berggipfeln sind diese Schwankungen häufig und extrem und sind von analogen Wärmewechseln begleitet. Aufsteigende Luftbewegung bringt von unten Wasserdampf, der sich rasch zu Wolken verdichtet, Windstille und absteigende Luftbewegung führt dagegen die extreme Trockenheit der höheren atmosphärischen Schichten herbei. Junghuhns Psychrometer-Beobachtungen auf den Gipfeln der hohen javanischen Vulkane und seine klassischen Schilderungen der Witterungsvorgänge auf denselben geben die trefflichsten Beispiele für die grosse Veränderlichkeit des Feuchtigkeitszustandes in diesen Höhen.

Auf dem G. Slamat (3374 m) war die mittlere relative Feuchtigkeit vom 20. bis 22. Juni 52 %, sie schwankte aber zwischen 13 % und 100 % innerhalb 24 Stunden; auf dem G. Semern (3740 m) war die Feuchtigkeit am 26. September nachmittags bloss 26 % mit einem Minimum von 5 %. Aus Pandanusblättern geflochtene Matten liessen sich zwischen den Fingern zu

[1]) Mittel 1865/66.
[2]) Mittel aus 3jährigen korrespondierenden Beobachtungen.

feinem Staub zerreiben. Gesicht, Lippen und Hände springen bei trockenem Wetter in diesen Höhen auf und man wird von heftigem Durst geplagt.

Nicht anders ist es auf den Gipfeln unserer Alpen bei heiterer Witterung, nur ist der Kontrast gegen die Feuchtigkeit der Niederung nicht so gross, wie in den äquatornahen Gegenden. Martins' Beobachtungen auf dem grossen Plateau des Montblanc (3930 m) geben für die Tage vom 28. August bis 1. September (1844) eine mittlere relative Feuchtigkeit von 38 %, während dieselbe in Chamounix gleichzeitig 82 % betrug; das Minimum war oben 13 %, unten 50 %. Diese grosse Trockenheit wechselt wieder mit tagelanger Sättigung der Luft mit Wasserdampf bei schlechtem Wetter, wo die Berge von einer gewissen Höhe an konstant in Wolken gehüllt sind. In den Thälern dagegen und in der Niederung überhaupt kommt in der wärmeren Jahreszeit eine Sättigung der Luft mit Wasserdampf nur zuweilen während der Nacht- und Morgenstunden vor (Nebelbildung).

Neben den Verhältnissen der absoluten und relativen Feuchtigkeit im Gebirgsklima ist auch noch die Grösse der Verdunstung sehr zu beachten. Bei derselben relativen Feuchtigkeit, Temperatur und Windstärke ist auf den Höhen der Gebirge die Verdunstung viel stärker, als in der Niederung infolge des verminderten Luftdruckes. Es trocknet alles viel rascher in grossen Höhen, getötete oder gefallene Thiere mumifizieren, ohne zu faulen (schon im unteren Engadin ist luftgetrocknetes Fleisch landesübliche Speise), der Schweiss verdunstet rasch, die Haut ist trocken und spröde, das Durstgefühl wird gesteigert. Die „Evaporationskraft" des Hochgebirgsklimas darf deshalb nicht nach der relativen Feuchtigkeit allein beurteilt werden, der verminderte Luftdruck ermöglicht eine viel raschere Verbreitung der gebildeten Wasserdämpfe, also eine Beschleunigung der Verdunstung. Dazu kommt dann auch noch die zeitweilig während schöner Witterung herrschende grosse Lufttrockenheit, von der schon die Rede war.

Ein Effekt der grossen Lufttrockenheit der Höhen ist auch die besondere Durchsichtigkeit der Luft. Arthur Schuster sagt, dass auf den Hochebenen von Tibet die Durchsichtigkeit der Luft so gross ist, dass eine Schätzung der Entfernungen unmöglich wird. Auf dem Plateau von Kyan chu erschienen Gegenstände in 16 km Entfernung noch so scharf, wie in einer Entfernung von kaum 1 km. Man sieht wie durch ein Vakuum. Der Luftton fehlt ganz.

Die Bedeckung des Himmels mit Wolken, die Bewölkung, nimmt örtlich mit der Höhe im Gebirge zu, anderswo wieder ab, so dass lokale Verhältnisse hierbei massgebend sind. In den tropischen Gebirgen ist die Bewölkung während der Regenzeit auf der Höhe stets grösser, als in der Niederung, während der Trockenzeit verhält es sich oft umgekehrt. In höheren Breiten, namentlich in den Alpen, ist auf den Höhen der Winter die heiterste Jahreszeit, Frühling und Sommer haben die grösste Trübung, es ist also der jährliche Gang der Bewölkung der entgegengesetzte von dem der Niederung. Hierfür einige Beispiele:

Ort	Höhe	Mittlere Bewölkung	Minim.	Maxim.	
Colombo .	—	5,8	4,1 Febr.	7,0 Juni, Aug.	Ceylon
Newara E.	1975	5,5	3,5 „	8,0 „	
Goalpara .	—	4,6	2,3 Nov.	7,6 „	Oestl. Himalaya
Darjeeling	—	6,2	4,4 Dez.	8,7 „ Juli	
Roorkee .	—	3,0	0,8 Nov.	6,2 Juli, Aug.	Westl. Himalaya
Chakrata .	—	4,6	1,6 „	8,6 Aug.	

Für die Bewölkungsverhältnisse der Alpen haben wir reichliches Beobachtungsmaterial, aus welchem ich folgende Mittelwerte abgeleitet habe:

	Höhe	Mittlere Bewölkung: Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Ebene Schweiz .	420 [1])	**7,3**	5,8	5,2*	6,2	6,1
Tirol	1300 [2])	4,6*	**5,8**	5,4	5,2	5,2
„	1830 [3])	3,7*	4,6	**5,0**	4,2	4,4
E- u. W-Alpen .	2600 [4])	4,6*	**6,1**	5,6	5,5	5,4

[1]) Genf, Neuchatel, Zürich, Basel, Altstätten.
[2]) Prägraten, Marienberg.
[3]) Vent, Sulden, Sils-Maria.
[4]) St. Bernhard, Theodul, Stelvio, Fleiss, Obir.

Man sieht aus diesen Zahlen, dass es die Nebel des Herbstes und Winters sind, welche die mittlere Bewölkung der Niederung über jene der höheren Gebirgsthäler und Gipfel vergrössern. Die letzteren haben einen heiteren Herbst, namentlich aber einen heiteren Winterhimmel. Die grosse Heiterkeit des Winterhimmels in den Hochalpenthälern gehört zu deren hervorragendsten klimatischen Vorzügen, sie bedingt neben der Lufttrockenheit und dem verminderten Luftdruck eine ungemein intensive Insolation. Diese klimatischen Eigenschaften im Verein mit ruhiger Luft [1]) sind es, welche Orte in Hochalpenthälern, wie z. B. Davos, zum Range klimatischer Winterkurorte erhoben haben.

Gegen das Flachland vorgeschobene isolierte Berge haben dagegen meist eine stärkere Bewölkung, als die Niederung, sie bedecken sich häufig mit Wolken und werden dadurch zu Wetterpropheten. So hat z. B. der Schafberg (1780 m) eine mittlere Bewölkung von 6,4, während die Alpenthäler in gleicher Höhe kaum eine solche von 5 haben.

Den grössten Einfluss nehmen die Gebirge auf die Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes, auf die Häufigkeit und Quantität des Regenfalls. Dieser Einfluss hat seinen Grund in der Entstehung aufsteigender Luftbewegung, womit eine rasche Abkühlung der Luft und eine Kondensation des Wasserdampfgehaltes derselben verbunden ist. Teils werden die allgemeinen Luftströmungen gezwungen, an den Abhängen eines Gebirgszuges emporzusteigen, teils veranlasst das Gebirge selbst lokale aufsteigende Luftbewegungen, von denen später noch die Rede sein wird.

In allen Erdstrichen bedingen derart die Gebirge inselartige Räume häufigeren und verstärkten Regenfalls. Am augenfälligsten tritt dies hervor in den Regionen seltenen oder gänzlich mangelnden Regenfalls. So haben die höheren Plateaus und Gebirge der mittleren Sahara, Asben, Tibesti regelmässigen Sommer-Regenfall, an den

---

1) Bedingt durch Windschutz der Berge und Fehlen von Lokalwinden bei gleichförmiger, die Temperaturdifferenzen fast aufhebender Schneedecke.

Gebirgen der nubischen und arabischen Küste des Roten Meeres entladen sich Gewitter mit schweren Regengüssen, während die Küste gar keinen oder seltenen Regenfall hat. Wo aus den Steppengebieten Mittelasiens sich Hochgebirge erheben, findet sich in gewisser Höhe Baumwuchs und Wald ein infolge reichlicherer Niederschläge. Die ganze Kultur der dürren Niederungen daselbst ist angewiesen auf die von der Schnee- und Gletscherschmelze des Hochgebirges gespeisten Gebirgswasser. Aehnlich verhält es sich in den Wüsten des westlichen Nordamerika.

„Man könnte für das in den Rocky Mountains von Colorado und der Sierra Nevada in Kalifornien liegende, südlich bis zur mexikanischen Grenze reichende Gebiet approximativ als Regel gelten lassen, dass alles zu den echten Wüsten gehört, was unter 1000 m und zu den Halbwüsten, was zwischen 1000 bis 1500 m Seehöhe gelegen ist. Sobald das Terrain wieder ansteigt, bedeckt es sich mehr und mehr mit Vegetation und bei 2000 und 2400 m treten grossartige Urwälder mit fetten Gründen und zahlreichen Quellen auf.“ „Würde das erwähnte Gebiet die Seehöhe von 1000 m nicht übersteigen, so wäre es ein einziger grossartiger Wüstenkomplex, der an Ausdehnung halb Europa übertreffen würde.“ — „Painted Desert und Gila Desert sind voneinander durch die bewaldeten Hochgebirge Centralarizonas getrennt. Tritt man von den Wüsteneien auf dem langsam steigenden Terrain in jene Gebirge über, so zeigt uns die schrittweise zunehmende Vegetation die wachsende Seehöhe fast so genau an, wie das Barometer. — Ueber 3500 m entkleiden die Gebirge sich wieder der Wälder und die Flora wird ärmer infolge der Temperaturerniedrigung.“ (O. Loew, „Die Wüsten Nordamerikas“.)

Die meisten Gebirge haben eine nasse Seite, Regenseite, und eine trockene Seite. Es sind dies jene Gebirgszüge, welche einer vorherrschenden Luftströmung von reichlichem Wasserdampfgehalt mehr oder weniger querüber in den Weg treten. In den Passatgebieten ist im allgemeinen die östliche Seite der Gebirge die feuchte Seite, namentlich dort, wo der Passat direkt vom Meere herkommt, in den höheren Breiten ist es zumeist die Westseite, weil hier die Westwinde vorwiegen. In Südasien, wo der SW-Monsun der Hauptregenwind ist, haben indes gleichfalls die Westhänge die grössten Regenquantitäten aufzuweisen. Die nasse Seite eines

Gebirges ist immer diejenige, welche dem Hauptregenwind der betreffenden Gegend zugewendet ist, d. i. einem Wind, der von einem Meere und aus niedrigeren Breiten herkommt. Gebirge, deren Achse mehr parallel zu demselben verläuft, haben keine ausgesprochene Regen- und Trockenseite. Dies ist z. B. bei den Alpen der Fall, deren Südhänge wie Nordhänge reichlich bewässert sind.

Dass der nassen Seite eines Gebirges eine trockene gegenüber liegen muss, bedarf kaum einer Erläuterung. Die feuchte Luftströmung verliert auf der ihr entgegenstehenden Gebirgserhebung allen Wasserdampf, der über dem Sättigungspunkt der Luft bei der niedrigsten Temperatur der Kammhöhe, welche sie zu überschreiten hat, liegt. Beträgt die Kammhöhe etwa 2000 m, so kühlt sich die Luftströmung um circa 10° oder mehr in ihrer ganzen Masse beim Ueberschreiten derselben ab. Hatten daher die untersten Schichten z. B. eine Temperatur von 15° und waren sie mit Wasserdampf gesättigt, so enthielt jedes Kubikmeter Luft 12,7 g Wasserdampf. Auf der Kammhöhe angelangt und auf 5° abgekühlt, kann dieses Luftvolum bloss noch 6,8 g enthalten, oder wenn man berücksichtigt, dass dasselbe sich im Verhältniss von 76 : 60 = 1,27 ausgedehnt hat, 8,6 g. In jedem Kubikmeter Luft werden daher beim Uebergang über einen 2000 m hohen Gebirgszug in unserem Falle 4,1 g kondensiert, das gibt bei einer 2000 m hohen Luftsäule einen Niederschlag von 8,2 kg pro □m oder 8,2 mm Regenhöhe während der Zeit, welche die Luft bedarf, um 2000 m emporzusteigen. Da dieser Vorgang tagelang anhalten kann, so begreift man die enormen Quantitäten Regen, die auf der Luvseite eines solchen Gebirgszuges fallen können. Wenn nun die Luft auf der anderen Seite des Gebirges wieder allmählich in das frühere Niveau herabsinkt, erwärmt sie sich wieder beim Niedersinken und ist nun sehr trocken, da sie ja bloss bei der niedrigen Temperatur der Höhe, aus der sie kommt, noch mit Wasserdampf gesättigt ist. Dieser Unterschied wird in wärmeren Klimaten noch dadurch verschärft, dass, während auf der einen Seite Trübung,

Niederschläge und Abkühlung herrschen, auf der anderen abgewendeten Seite des Gebirges die unbehinderte Insolation bei heiterem Himmel eine starke Erwärmung der Niederungen hervorruft, welche die Trockenheit noch vergrössert und der Bildung von Niederschlägen entgegenwirkt.

Beispiele eines grossen Unterschiedes zwischen dem Regenfall auf beiden Seiten eines Gebirgszuges sind: die Westküste Norwegens mit 100—190 cm Regenfall (58—63° N. Br.), während weiter im Osten jenseits des Küstengebirges im Innern der Halbinsel nur 40—50 cm fallen; die Westseite von Schottland mit einem Regenfall zwischen 120 bis 300 cm, während die Ostseite nur 60—80 cm Regenfall erhält; die Südinsel von Neuseeland, die auf der Westseite der neuseeländischen Alpen einen Regenfall von 287 cm hat, während auf der Ostseite nur 60—80 cm fallen u. s. w.; aus subtropischen und tropischen Gegenden soll nur auf die Ostküste von Australien verwiesen werden, wo zu Sydney 128, P. Maquarie 161, Brisbane 133 fallen, während östlich davon im Innern die Regenmenge auf 80—50 cm herabsinkt [1]), oder auf die Insel Mauritius, wo auf der Ostseite zu Cluny [2]) 360 cm fielen (1862—66), während auf der Westküste (bloss 27 km nordwestlich von Cluny) zu Cros Cailoux [3]) während derselben Zeit der Regenfall bloss 71 cm betrug; im Mittel ist der Regenfall der Ostküste das Zweifache von jenem der Westküste in gleicher Seehöhe.

Eines der auffallendsten Beispiele, wie in den Tropen die Nähe eines Gebirges den Regenfall steigert, liefert ein Vergleich der jährlichen Regenmengen von Batavia und Buitenzorg. Dieser Ort liegt 46 km südlich von Batavia kaum 260 m höher, hat aber in Südwesten den Berg Sálak (2190 m) und gegen Südosten den Gédeh, der 2990 m hoch ist. Die mittleren Regenmengen der drei Jahre 1879—81 waren:

---

[1]) Zwischen 28° und 23° S. Br. beträgt die jährliche Regenmenge durchschnittlich an der Küste 136 cm, im Inland diesseits der Gebirgskette 114, jenseits 67 cm.

[2]) 14 km von der SE-Küste in 305 m Seehöhe.

[3]) 3 km von der W-Küste in 40 m Seehöhe.

Batavia . .	106° 50′ E. L.	6° 11′ S. Br.	(7 m)	186 cm
Buitenzorg .	106° 47′ E. L.	6° 36′ S. Br.	(265 m)	516 cm

An letzterem Orte fällt also fast dreimal (2,8mal) so viel Regen wie in dem nahen Batavia (auch fällt zu Buitenzorg der Regen das ganze Jahr ziemlich gleichmässig, während Batavia eine Trockenzeit hat).

Sehr lehrreich ist auch die Regenverteilung im Alpengebiete, obgleich beide Aussenflanken des Gebirgszuges reichlichen Regenfall haben, weil die Richtung desselben nicht senkrecht steht auf die Regenwinde zwischen SE und NW, sondern parallel zu denselben streicht. Da aber die Alpenkette aus mehreren Parallelketten besteht, zwischen welchen grosse Längsthäler verlaufen, so tritt der regenscheidende Einfluss der Gebirgszüge dadurch hervor, dass solche Längsthäler relativ wenig Regen haben, während der Aussenseite der Kette reicher Regenfall zukommt. So beträgt die Regenmenge auf der Nordseite der nördlichen Kalkalpen zu Isny 139, Tegernsee 118, Salzburg 116, während hinter denselben im Innthal zu Landeck 57 und Innsbruck 87 cm fallen. Die Nordseite der Berner Alpen hat (nach Benteli) 150 cm Regenfall und darüber, auf der Südseite im Rhonethal fallen bloss 60—90 cm, jenseits auf der Südseite der Penninischen Alpen in Piemont fallen wieder sehr grosse Regenmengen: Pallanza 236, Biella 102, Ivrea 139 cm. Wir wollen hier diese Beispiele nicht weiter häufen, da die specielle Klimatologie dieselben ohnehin zahlreicher bieten wird und wollen nur noch auf die Regenverteilung im Innthale hinweisen, als besonders instruktiv für die austrocknende Wirkung hoher und massiger Gebirgsketten auf die Regenwinde.

Jährliche Regenmenge zu

Rosenheim	Innsbruck	Landeck	Remüs	Zernetz	Bevers	Sils	Castasegna
138	87	57	57	59	79	95	145

Das mittlere Innthal zwischen Landeck und Zernetz gehört zu den trockensten Gebieten der Alpenländer. Um diese Erscheinung richtig zu würdigen, muss man sich vor Augen halten, dass das Innthal einen unteren

und oberen Eingang hat, indem die Wasserscheide des Maloja keinen Thalabschluss bildet, sondern das Innthal hier über einen kaum merklichen Sattel ins Mairathal (Bergell) abfällt. Der Regen kommt so im Innthal vom oberen und unteren Ende und die Menge desselben ist im mittleren Teile am geringsten, namentlich aber im unteren Engadin, welches durch eine Knickung der Thalrichtung fast allseitig von hohen und mächtigen Gebirgszügen eingeschlossen ist.

Der Regenfall nimmt mit der Höhe im Gebirge zu, aber nur bis zu einer gewissen Seehöhe, von welcher ab die Regenmenge sich wieder vermindert. Das Mass dieser Zunahme unterliegt jedoch keinen einfachen Regeln, es hängt ganz und gar von den örtlichen Verhältnissen ab, welche die Vermehrung des Regenfalls begünstigen oder derselben entgegenwirken. Der Grund für die Zunahme der Niederschlags-Menge und -Häufigkeit mit der Seehöhe ist darin zu suchen, dass, wie vorhin erörtert, die Erhebungen des Landes die Luftströmungen zu aufsteigenden Bewegungen und dadurch zur Abkühlung nöthigen, und anderseits auch bei windstillem Wetter lokale aufsteigende Strömungen über den Bergländern eintreten. Eine weitere Begünstigung der Niederschläge wird im Gebirge in zweiter Linie noch dadurch erzielt, dass eine reichere Vegetationsdecke und grössere Befeuchtung des Bodens den lokalen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre vermehrt, namentlich aber die geringere Erhitzung des Bodens und geringere Wärmestrahlung desselben der Kondensation des Wasserdampfes weniger entgegenwirkt, als über ausgedehnten Niederungen. Die Quantität namentlich aber die Häufigkeit der Niederschläge wird dadurch gesteigert.

Schon bei der Annäherung an ein Gebirge nimmt der Regenfall zu, weil die Luft schon in einiger Entfernung von dem Hindernis, das ihr in den Weg tritt, zum Aufsteigen gezwungen wird. Fast alle Gebirgsländer bieten Beispiele dafür, dass nicht völlig sprungweise der Regenfall erst am Fusse derselben sich steigert. Am auffallendsten zeigt aber folgendes von Blanford ge-

gebenes Beispiel diesen Effekt einer grösseren Bodenerhebung.

Ort	Dacca	Bogra	Mymensingh	Silhet
Entfernung vom Fuss des Khassiagebirges	161	96	48	32 km
Regenfall	191	231	274	380 cm

Alle diese Orte liegen in der Ebene in einer Seehöhe von nur circa 20 m.

In der Weise steigern selbst Hügel, welche weit unter der Höhenregion bleiben, wo die Wolken sich bilden, die Regenmenge, indem mit den unteren auch die oberen Schichten der Luftströmungen sich heben, sich abkühlen und wenn schon nahe mit Wasserdampf gesättigt, den Wasserdampf zu Wolken und Regen verdichten.

Die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe mag nun durch einige Beispiele illustriert werden.

Deutsche Mittelgebirge:

Seehöhe . .	1—200	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000 m
Regenfall cm	58	65	70	78	85	100

Die deutschen Mittelgebirge erreichen nicht jene Höhe, von welcher an die Niederschlagsmenge wieder abnimmt.

Die Zunahme des Regenfalls mit der Höhe auf der Regenseite eines Gebirgszuges und die rasche Abnahme nach Ueberschreitung der Kammhöhe zeigt sich in folgender Zusammenstellung mittlerer Regenmengen.

Schwarzwald (die Stationen folgen sich von W nach E):

Ort	Seehöhe	Relative Regenmenge
Auggen	290 m	1,00
Badenweiler	420	1,23
Höhenschwand	1010	1,76
Donaueschingen	690	1,01

Absolute Regenmengen: Auggen 107 cm, Höhenschwand 188 cm.

Arlberg (die Stationen folgen sich von W nach E):

Ort	Seehöhe	Relative Regenmenge
Bludenz	590	1,00
Klösterle	1060	1,15
Stuben	1410	1,44
St. Christoph	1800	1,52
St. Anton	1300	0,69
Landeck	800	0,48

Absolute Regenmengen: Bludenz 120, St. Christoph 182. Landeck 57 cm.

Hr. Redding von der C. P. Railroad hat einige Jahre hindurch in Kalifornien und der Sierra Nevada Regenmessungen anstellen lassen. Aus diesen ergibt sich, dass längs der Route von Sacramento zum Scheitelpunkt der Bahn (Sumit) die jährliche Regenmenge durchschnittlich für je 30 m Seehöhe um 2½ cm zunimmt, und an der Station Sumit[1]) selbst erreicht die mittlere Jahressumme des Regenfalls 230 cm. Dann nimmt die Niederschlagsmenge nach Osten hin ausserordentlich rasch ab, denn in dem Thale des Humboldt River beträgt sie bloss noch 8—10 cm. Hierauf nimmt die Regenmenge wieder zu mit der Annäherung an die Wasatch Mountains.

Wenn man eine Regenkarte zeichnet in der Weise, dass man Linien gleichen Regenfalls auf eine Karte einträgt, so wird dieselbe einer Höhenschichtenkarte des Landes sehr ähnlich. Ein schönes Beispiel hierfür gibt der böhmische Bergkessel, von dessen tiefster mittlerer Einsenkung die Regenmengen allseitig gegen den Gebirgsrand zunehmen, namentlich aber in der Richtung SW nach NE (siehe die Regenkarte von Oesterreich von Gen. Sonklar).

Von grossem Interesse ist die Frage nach der Seehöhe, in welcher die Niederschlagsmenge ein Maximum erreicht, um von da an höher hinauf wieder abzunehmen. Es liegen bisher nur wenige Bestimmungen derselben vor, vornehmlich aus den Tropen, wo die Verhältnisse wegen der grösseren Beständigkeit der Temperatur am einfachsten sich gestalten.

Hill hat für den nordwestlichen Himalaya die Seehöhe des grössten Regenfalls während der Monsunregenperiode zu 960 m relativ über den Ebenen der Nordwestprovinzen oder 1270 m absolut ermittelt. Setzt man den Regenfall in der Ebene = 1, so beträgt derselbe in der Maximalzone bei 1270 m Seehöhe 3,7 und in 3000 m nur mehr 0,2.

---

[1]) Die Seehöhe der Station Sumit in der Sierra Nevada in 39° 30′ N. Br. ist 2140 m, die Temperatur des Winters —1,9, Frühjahrs 2,4, Sommers 14,6 und des Herbstes 7,1, Jahr 5,6°.

Für die wenig reichlichen Regen im Winter und Frühling, der Periode grösserer Lufttrockenheit, liegt die Maximalzone höher.

Sykes hat schon früher darauf aufmerksam gemacht, dass die Regenmenge in den westlichen Ghats in circa 1400 m ein Maximum erreicht. Im Jahre 1849 waren die relativen Regenmengen in der Uttra Mullay Range folgende:

Basis	Attagherry	Uttra Mullay	Agusta Peak	
150	670	1370	1890	Seehöhe m
1,00	1,72	2,53	1,96	Regenmenge %

Auch die vieljährigen Mittel geben für die Stationen in der Seehöhe von circa 1400 m die grössten Regenmengen und die Orte, wo bisher die grössten Regenmengen auf der ganzen Erdoberfläche gemessen worden sind, Cherapunji in den Khassia Hills (1260 m) mit 1253 cm[1]) und Mahableswar (1380 m) mit 643 cm, sowie Baura mit 662 cm liegen in dieser Höhenregion.

Für Java gibt Junghuhn die Zone stärksten Regenfalls bei circa 1000 m an (2000—4000′).

Von den Gebirgen mittlerer und höherer Breiten liegen fast keine Beobachtungen und Untersuchungen über die Höhenzone des maximalen Niederschlages vor. In den Alpen dürften sie nicht viel oberhalb 2000 m liegen. Für den englisehen Seendistrikt gibt Philipps folgende Daten. Steigt man in Borrowdale aufwärts, so beträgt die Regenmenge zu Keswik (82 m) am Eingange des Thales 150 cm, erreicht aber im oberen Teile zu Seathwaite (128 m) schon 340 cm. Von Borrowdale am Scawfell sich erhebend, trifft man zu Stye (330 m) die maximale Regenmenge von 420 cm, während noch höher am Pik selbst (in 975 m) die Regenmenge bloss 163 cm beträgt. Im Mittel zahlreicher Stationen erhält man folgende mittlere Regenmengen: Westseite (160 m) 212 cm, Ostseite (115 m) 298 cm, Mittel 255 cm; Pässe (460 m) 335 cm, Gipfel (884 m) 171 cm. Das Maximum des Regenfalls ist auf halber Höhe des Scawfell in circa 500 m Seehöhe anzunehmen.

1) 18—24jährige Beobachtungen.

Dass es an hohen Gebirgen eine obere Grenze der maximalen Niederschlagsmenge (nicht so der Häufigkeit der Niederschläge) geben muss, ist leicht einzusehen. Die Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe bedingt notwendig auch eine Abnahme des Wassergehalts der Luft und die Intensität der Niederschläge muss dadurch in einer gewissen Seehöhe so weit verringert werden, dass sie auch durch eine grössere Häufigkeit derselben nicht mehr kompensiert werden kann. Die maximale Niederschlagsmenge ist im allgemeinen in jener Höhe zu erwarten, wo bei dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalt der Luft in der Niederung dieselbe im Emporsteigen soweit abgekühlt wird, dass die Kondensation des Wasserdampfes beginnt. Denn hier fallen noch die Niederschläge bei der höchsten Sättigungstemperatur, wo für jeden Grad Temperatur-Erniedrigung die ausgeschiedene Wassermenge ein Maximum ist [1]). Im Winter bei höherer relativer Feuchtigkeit liegt diese Höhengrenze viel niedriger als im Sommer und die Intensität der Niederschläge ist geringer als in letzterer Jahreszeit, die Quantität derselben kann aber durch grössere Häufigkeit dennoch sehr bedeutend werden. Wir besitzen keine Untersuchungen über die jahreszeitliche Schwankung der Höhenzone der maximalen Niederschläge. Die grosse relative Zunahme der Niederschlagsmenge des Winters auf den grösseren Erhebungen der deutschen Mittelgebirge (siehe Details im Klima von Mitteleuropa) scheint dafür zu sprechen, dass dieselben im Winter diese Höhenzone erreichen.

Aus Centralasien haben wir die interessanten Beobachtungen Sewerzows im Thianschan, aus denen die Erhebung, welche die Wolken- und Regenregion von Winter zum Sommer erfährt, schön zum Ausdruck kommt. Die Zone der Winterschneewolken befindet sich hier in einer Höhe von 2500—3000 m, es ist dies zugleich die Höhen-

---

[1])

Temperatur	-10^0	-5^0	0^0	5^0	10^0	15^0	20^0	25^0	30^0 C.
Wasserdampf pro Kubikmeter	2,28	3,38	4,87	6,79	9,36	12,74	17,15	22,83	30,08 g
Kondensation für 1^0 Temperaturabnahme	0,17	0,25	0,33	0,48	0,57	0,75	0,98	1,25	1,59 mm

zone der Tannenwälder, welche in geringeren Höhen der Trockenheit wegen fehlen. Die höheren Regionen empfangen wenig Winterschnee, dagegen reichlicheren Regen durch die höheren Sommerwolken und dies begünstigt in diesen Höhenzonen den Graswuchs, das Vorhandensein guter Weiden. So kommt es, dass die Kirgisen ihre Winterlager in diesen grossen Höhen haben, die fast ganz schneefrei sind, und dabei ausgezeichnetes Futter für ihre Herden darbieten. Die Boginzen treiben im Winter ihre Pferdeherden auf das Hochland zwischen Barskoun und Narin in 3400—3700 m Seehöhe, wo es im Gebirge Sary-Tur fast ganz schneefreie Thäler und Hügellandschaften mit gutem Futter gibt, die gegen den Wind geschützt sind und sonnige Abhänge darbieten. Wood fand am Ausflusse des Amu-Darja aus dem Sarykul (Viktoria-See) auf dem Pamir in 4880 m Höhe Winterlager der Kara-Kirgisen mit Pferden, Schafen und Yaks; das Hochland war im Januar schneefrei und das Weideland offen, während der Weg zum Hochland hinauf mit tiefem Schnee bedeckt war. Diese hochgelegenen Weiden, welche im Winter schneefrei sind, weil sie höher liegen als die Winterschneewolken reichen und zugleich niedriger als die untern Schneegrenzen, bilden eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit der hohen Gebirgsgegenden Centralasiens. Der heitere Winterhimmel der Hochthäler unserer Alpen in 1300—1800 m Seehöhe bietet nur ein schwaches meteorologisches Analogon zu diesen Verhältnissen.

Schneegrenze. Die Quantität der Niederschläge und der mittleren Sonnenwärme sind die beiden wichtigsten Faktoren, von denen die Höhenlage der sog. Schneegrenze abhängt. Unter Schneegrenze versteht man bekanntlich die untere Grenze der perennierenden Schneedecke der Hochgebirge oder die durchschnittliche äusserste Seehöhe, bis zu welcher im Sommer die zusammenhängende Schneedecke der Gebirge zurückweicht.

Bouguer glaubte, dass die Schneegrenze mit der isothermen Fläche von 0° zusammenfalle, Humboldt und Buch setzten dafür, der Wahrheit näher kommend,

die mittlere Sommerwärme von 0°, Renou suchte nachzuweisen, dass die Schneegrenze in allen Klimaten in jener Seehöhe zu finden sei, wo die mittlere Temperatur der wärmeren Jahreshälfte gleich dem Gefrierpunkt ist. Es spielt aber neben den Wärmeverhältnissen die Quantität der Niederschläge, namentlich die Quantität der Winterniederschläge oder des Schneefalls bei dieser Erscheinung eine so grosse Rolle, dass ohne gleichzeitige Berücksichtigung dieses Faktors viele Vorkommnisse unerklärlich bleiben würden. Daneben kommen noch als lokale Einflüsse in Betracht die Exposition der Berghänge gegen die Sonnenstrahlung und gegen warme und trockene Landwinde. Dass in unserer Hemisphäre die Schneegrenze auf den Nordhängen tiefer herabreicht als auf den Südhängen, wird durch die intensivere Wirkung der Insolation auf die letztere erklärlich.

Schlagintweit teilt Beobachtungen von der tibetanischen Seite des Himalaya mit, nach denen unter 35° N. Br. die Schneelinie auf der Südseite um 490 m höher gefunden wurde als auf der Nordseite. Für die Alpen unter 46 1/2 ° N. Br. veranschlagt derselbe die mittlere Schneegrenze der Südhänge zu 2800 m, der Nordhänge zu 2700 m.

Unter und nahe dem Aequator ist die Schneelinie nach unten gut begrenzt und verläuft fast geradlinig. Anders in höheren Breiten, wo die Exposition, Steilheit der Gehänge und andere Lokaleinflüsse eine grosse Rolle spielen, so dass der Verlauf der Schneelinie sehr unregelmässig wird und deren mittlere Seehöhe ziemlich schwer zu bestimmen ist. Man trifft sie hier in demselben Gebirgsstock durchaus nicht überall in gleicher Höhe, und in schattigen Schluchten und Rissen finden sich zerstreute Schneefelder und Schneeflecken noch weit unterhalb der wahren Schneegrenze.

Während unter dem Aequator die untere Schneegrenze das ganze Jahr sich ziemlich in derselben Seehöhe hält, werden die Schwankungen derselben mit zunehmender Breite und der zunehmenden jährlichen Wärmeänderung immer grösser. Als untere Grenze einzelner

Schneefälle gibt Humboldt für die Anden von Quito die Seehöhe von 3600 m an. In Mexiko schneit es (unter 19° N. Br.) in seltenen Fällen noch in 2000 m Seehöhe, während der Sommerregenzeit erstreckt sich der Schneefall gelegentlich bis zu 3600 m herab, während die Schneelinie selbst bei 4300 m liegt. Auf der Südseite des Himalaya schneit es im Winter fast regelmässig bis zu 1500 m herab, in höchst seltenen Fällen ist auch schon in 900 m Seehöhe Schnee gefallen [1]). H. Schlagintweit gibt folgende Zahlen für die Höhe der Schneelinie in den vier Jahreszeiten im Himalaya:

Höhe der mittleren Schneelinie [2]) in Meter:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
Südabhang . . .	2700	3800	4900	4270
Nordabhang . .	2600	4270	5200	4700

Auf Teneriffa (28° N. Br.) fällt der letzte Schnee in einer Seehöhe von circa 1300 m; auf Madeira (32° N.) oberhalb 800 m und unter 36—37° Breite in Algerien und Südspanien kommt schon im Meeresniveau gelegentlich Schneefall vor. Die obere Schneegrenze liegt hier in der Sierra Nevada oberhalb 3000 m.

Humboldt stellt die Ergebnisse seiner Beobachtungen über die untere Grenze des Schneefalls in folgender Uebersicht zusammen:

Breite	Untere Grenze des Schneefalls	Untere Grenze des ewigen Schnees	Diff.
0	3980	4790	810
20	3020	4600	1580
40	0	3000	3000

1) Die Ebene des Pandschab (circa 300 m Seehöhe), sagt Drew, ist frei von Schnee und ebenso die äusseren Bergketten. In einer Höhe von 1200 m kann im Januar Schnee fallen und in 3000 m Seehöhe bleibt der Schnee circa 3 Monate liegen, in den Thälern bleibt er aber länger liegen, ganz Ladakh liegt für mehr als 3 Monate unter Schnee. Doch selbst in einer Seehöhe von 4000 m verschwindet der dünne Schnee durch Verdunstung und durch den Wind. In dem flachen Alluvium des oberen Indus (in 4200 m Seehöhe) weiden im Winter die Champos ihre Herden. — Bei Leh liegt die Sommerschneelinie auf der Nordseite bei 5600 m, auf der Südseite bei 5800 m, im östlichen Teil von Rupschu und um Pangkong bei 6100 m.

Nach Hill ist in den Nordwestprovinzen die untere Schneegrenze im Winter 1700 m (in den äusseren Ketten von Kumáur) und etwas tiefer in Dehra Dun und im nördlichen Pandschab. Ungefähr jedes zehnte Jahr fällt der Schnee bis zu 1500 m herab, und das tiefste Niveau, welches der Schneefall in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts erreicht hat, war 900 m.

2) Jene Höhe, welche wenigstens während der halben Dauer der Jahreszeit mit Schnee bedeckt bleibt.

Diese Zahlen geben bloss das durchschnittliche Verhältnis. So schneit es zuweilen, wenn auch selten, in Neapel, Lissabon, sogar in Malaga, und man hat Schnee fallen sehen in der Stadt Mexiko, die unter 19° N. und in 2270 m Seehöhe liegt. Freilich war dies seit Jahrhunderten nicht vorgekommen. Zu Valladolid (Mechoacan) 19° 42′ N. Br. und 1950 m hoch, waren schon die Strassen mehrere Stunden lang mit Schnee bedeckt.

Während in Südeuropa die Grenze des Winterschneefalls im Meeresniveau circa unter 36° Breite angenommen werden darf, schneit es in Ostasien, gelegentlich selbst noch in Canton unter 23° 12′ N. Br., also unter dem Wendekreis. Dies ist aber auch das äusserste Extrem. Zunächst kommen dann die südlichen Staaten von Nordamerika, wo bis zu 26° N. Br. Schnee in den Niederungen fällt (siehe Klima von Nordamerika). Ueber den Schneefall auf der südlichen Hemisphäre erwähnen wir nur, dass schon einmal zu Sydney (33,9° S. Br.) Schnee gefallen ist, während zu Buenos Ayres unter 34,5° S. Br. noch kein Schneefall vorgekommen sein soll. Am Kap der guten Hoffnung ist es selbst eine Seltenheit, wenn man den Tafelberg beschneit sieht.

Es liegen über die untere Grenze des Schneefalls in niedrigeren Breiten, sowie über die jährliche Periode der Höhe der Schneegrenze in den mittleren und höheren Breiten leider nur wenige Daten vor, obgleich dieselben klimatologisch von grossem Interesse wären.

Nach einer 30jährigen Beobachtungsreihe über die Höhe der Schneelinie am Säntis (2500 m) und in der Nordostschweiz überhaupt an jedem Tag des Jahres, welche Denzler bearbeitet hat, hält sich die Schneedecke

bei 650 m (2000′) während 77 Tagen,
„ 1300 „ (4000′) „ 200 „
„ 1950 „ (6000′) „ 245 „

so dass in einer Seehöhe von 1950 m bloss 120 Tage durchschnittlich schneefrei sind (unter 47° N. Br.). Das Zurückweichen der unteren Schneegrenze im Frühling und das Herabsinken derselben im Herbst wird aus folgenden Zahlen ersichtlich (1, 2, 3 bezeichnen die Dekaden des Monats):

Seehöhe der Schneegrenze in Meter

Dekade	März	April	Mai	Juni	Juli [1]	Okt.	Nov.	Dez.
1.	690	810	1220	1750	2340	1980	1190	820
2.	730	900	1250	1930	Sept.	1730	1000	740
3.	730	1020	1470	2060	2030	1510	870	—

Die Schneegrenze scheint ihren tiefsten Stand Ende Januar zu erreichen, ihren höchsten circa am 10. August. Sie weicht im Frühling langsam auf die Höhen zurück und steigt im Herbst rasch wieder herab. Um die Mitte März liegt sie in derselben Höhe wie um die Mitte Dezember, und befindet sich Ende Oktober noch in grösserer Höhe als Ende Mai. Dies entspricht dem späten Frühlingsanfang der grösseren Gebirgshöhen und dem langen in den Herbst hinein sich erstreckenden Nachsommer derselben.

Als Beispiel, wie sich durch die Ergebnisse phänologischer Beobachtungen die klimatischen Regionen eines Hochgebirges anschaulich machen lassen, folgt hier eine Tabelle, welche dem Werke der Gebrüder Schlagintweit über die physikalischen Verhältnisse der Alpen entnommen ist.

Alpengebiet zwischen 46½ bis 48° N. Br.[2])

Erscheinungen	Seehöhe in Meter						
	500 650	650 1000	1000 1300	1300 1600	1600 2000	2000 2300	2300 2600
Schneeschmelze, Erwachen der Vegetation	17. März	30. März	10. April	21. April	12. Mai	2. Juni	28. Juni
Kirschenblüte .	5. Mai	10. Mai	16. Mai	21. Mai	22. Juni Rhod.[3])	11. Juli Rhod.	29. Juli Rhod.

[1]) Es sind hier nur die erste Dekade des Juli und letzte des September noch aufgeführt, weil die Schneegrenze im Hochsommer oft über dem Gipfel des Säntis lag, so dass die Mittelzahlen für diese Periode zu niedrig werden; das höchste Mittel der zweiten Dekade des August ist 2460 m, während die Schneegrenze bei 2600 m liegt; aus einem ähnlichen Grund sind die Winterbeobachtungen weggelassen.

[2]) Ohne die südlichen Alpen.

[3]) Blüte der Alpenrose.

Erscheinungen	Seehöhe in Meter						
	500 650	650 1000	1000 1300	1300 1600	1600 2000	2000 2300	2300 2600
Heuernte . . .	15./20. Juni	24. Juni	25. Juni	27. Juni	1. Juli	3. Aug.	—
Kirsche reift .	25. Juni	18. Juli	3. Aug.	20. Aug.	—	—	—
Winterkorn reift	18. Juli	31. Juli	8. Aug.	18. Aug.	3. Sept.	1690 m	—
Hafer reift . .	14. Aug.	27. Aug.	5. Sept.	16. Sept.	29. Sept.		—
Allgemeine Schneedecke, Eintritt des Winters	10. Dez. (?)	30. Nov. (?)	20. Nov.	10. Nov.	28. Okt.	15. Okt.	1. Okt.

Im Frühling bis zum Ende der Blütenbildung Verzögerung der Vegetationsentwickelung 10 Tage für je 325 m (1000′).

Während der Fruchtreife bis zum Eintritt des Winters 12,5 Tage für dieselbe Erhebung von 325 m.

Eine ausführlichere Tabelle der Schneegrenzen der Hochgebirge zu geben mangelt hier der Raum. Wir verweisen deshalb auf die von H. Berghaus zusammengestellte Tabelle in Behms Geographischen Jahrbuch (B. I., p. 258—267). Hier mögen nur einige der interessantesten Thatsachen zusammengestellt werden, welche namentlich den Spielraum der mittleren Jahrestemperatur an der unteren Schneegrenze zeigen sollen.

Gebirge	Geogr. Breite	Schneegrenze	Mittl. Jahrestemp.
Anden von Quito [1]	Aeq.	4800 m	1° C.
Himalaya, indische Seite	27—34° N.	4940 „	0,5 „
„ tibetanische Seite	27—34° N.	5670 „	— 2,8 „
Karakorum	28—36° N.	5800 „	— 3,9 „
Mittel- und Westalpen . .	46° N.	2700 „	— 2,8 „
Tiroler Centralalpen . .	47° N.	2820 „	— 3,8 „

[1]) Am Kilima Ndscharo in Ostafrika, 3° 7′ S. Br., scheint die Schneegrenze nahezu im gleichen Niveau zu liegen.

Gebirge	Geogr. Breite	Schnee-grenze	Mittl. Jahrestemp.
Hohe Tauern	47° N.	2860 m	— 3,4 C.
Nowaja Semlja (Matotschkin Scharr).	73½° N.	600 „	—11,0 „
Spitzbergen (Hornsund) .	77° N.	460 „	—10,0 „

An der ausserordentlich niederschlagsreichen südlichen Westküste von Südamerika, bei niedriger Sommerwärme und geringem Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter tritt der merkwürdige Fall ein, dass die Schneelinie fast mit der oberen Baumgrenze zusammenfällt, was schon Poeppig beobachtet und Philippi bestätigt hat. Am Vulkan Osorno (41° S. Br.) liegt die Schneelinie bei 1460 m, d. i. in einer Höhe, wo die mittlere Jahrestemperatur noch über 3° C. ist.

Die Jahrestemperatur an der unteren Schneegrenze variiert also jedenfalls innerhalb des Spielraums von 3° und — 11° C.; die untere Grenze liegt aber in Wirklichkeit noch viel tiefer, da in Nordsibirien auch bei —16° Jahrestemperatur die Schneegrenze nicht die Erdoberfläche erreicht. Nordenskjöld fand an der Küste von Nordsibirien Berge von 600 m im Sommer schneefrei. Es ist klar, dass die Schneegrenze bei einer um so tieferen Jahrestemperatur anzutreffen sein wird, je extremer die Wärmeschwankung zwischen Sommer und Winter und je geringer die Quantität der Niederschläge ist. Umgekehrt wird die Schneelinie bei einer Jahrestemperatur über dem Gefrierpunkt zu finden sein, wo die jährliche Wärmeschwankung gering und die Niederschläge sehr reichlich sind.

Auf der Südseite des Himalaya liegt die Schneelinie tiefer (bei einer höheren Mittelwärme) als auf der Nordseite, weil die Niederschläge viel reichlicher sind als am Nordabhange, wo sich zudem die angrenzenden Hochebenen im Sommer stark erwärmen. Ebenso liegt am Kaukasus die Schneelinie auf der trockenen Nordseite um 300 bis 450 m höher als auf der Südseite. Hier kommt auch der Einfluss der zunehmenden Trockenheit von W nach E auf die Höhe der Schneelinie schon zum Ausdruck.

Schneelinie des Kaukasus (Südabhang):
Westseite 2900 m, mittlere Teil 3230 m, Ostseite 3720 m.

In den Pyrenäen fehlt auf der Südseite, die trocken und gegen die heissen Plateauländer der iberischen Halbinsel gekehrt ist, die Schneelinie im Hochsommer ganz, während sie auf der Nordseite bei 2800 bis 2900 m Seehöhe zu finden ist.

Die Seehöhe und die mittlere Jahreswärme, bis zu welcher die untersten Gletscherenden herabreichen, hängt in noch höherem Grade von den lokalen Verhältnissen ab, als dies bei der Schneegrenze der Fall ist. Es kommt hierbei auch auf die Grösse des Eisfeldes des Gletschers, d. i. auf die Grösse seines Zuflussgebietes, dann auf die Neigung des Gletscherbettes, d. i. auf die Masse des Nachschubes und die Geschwindigkeit der Abwärtsbewegung der Eismassen an. Je rascher und reichlicher die Schmelzverluste ersetzt werden, zu desto wärmeren Temperaturzonen kann der Gletscher herabsteigen. Wo die Niederschläge gering sind und der Sommer sehr heiss ist, werden die Gletscher schon bei niedrigen Mitteltemperaturen Halt machen müssen. Hierfür einige Beispiele.

Westküste der Südinsel von Neuseeland: Franz Joseph-Gletscher (43° 35′ Br.) endet in 210 m. Seehöhe. Mittlere Jahrestemperatur 10° C. (gleich der von Wien).

Westküste von Patagonien: Gletscher unter 46½° im Meeresniveau. Mittlere Jahrestemperatur 8,4° C.

An der NW-Küste von Amerika reicht im Hintergrund eines Fjords (östlich von F. Simpson in Britisch-Columbia) unter 54° ein Gletscher bis ans Meer herab. Die mittlere Jahrestemperatur ist hier 10° C. (nach Dall).

Himalaya: Bephogletscher (Balti) 35° 41′ N. Br. unteres Ende bei 3010 m. Temperatur circa 9° C.

Himalaya: Chaiagletscher (Gharval) 31° N. Br., 3200 m, 7° C.

Alpen: Mittlere Höhe des unteren Endes von acht primären Gletschern am Montblanc 1450 m. Jahrestemperatur circa 4,2° C. Der Bossongletscher steigt bis zur Isotherme von 6,5° C. herab.

In der Oetzthaler Gebirgsgruppe (kontinentaleres Klima, geringere Niederschlagsmenge) liegt das untere Ende der zehn grössten Gletscher erster Ordnung bei 2100 m (nach Sonklar) bei einer mittleren Jahrestemperatur von —0,4° C. (Sommertemperatur 7,8°).

In Westsibirien im Altai (unter 50° N.) geht der Katungletscher auf 1240 m herab, wo die wahrscheinliche Jahrestemperatur —1,7° ist, und in Ostsibirien am Munko-Sardyk (52° N.) reicht auf der Südseite ein Gletscher bis 3170 m, zu einer mittleren Jahrestemperatur von —10° C.

Wir treffen also an den unteren Gletscherenden mittlere Jahrestemperaturen, die wenigstens um 20° voneinander differieren.

Gebirgswinde. Das Gebirge ruft einerseits selbständig gewisse Luftströmungen hervor, anderseits modifiziert es die allgemeinen Luftströmungen in mannigfacher Weise.

In ersterer Beziehung ist die wichtigste und interessanteste Erscheinung das Auftreten von regelmässigen Tag- und Nachtwinden vornämlich in den Thälern. In allen Gebirgsländern macht sich, wenn nicht heftigere allgemeine Luftströmungen wehen, bei Tag ein thalaufwärts wehender Wind bemerkbar, bei Nacht ein thalabwärts streichender Luftzug. Die Regelmässigkeit und Stärke dieser Winde ist von der Konfiguration des Terrains und von den Erwärmungsverhältnissen desselben abhängig.

„Diese Luftströmungen entwickeln sich am stärksten in den Thälern, ohne ihnen ausschliesslich eigen zu sein, denn sie äussern sich längs allen Abhängen und der Strom der Thäler ist nur das Resultat von partiellen aufsteigenden Bewegungen (Tag) oder lateralen Kaskaden (Nacht). Der Uebergang von der absteigenden zur aufsteigenden Bewegung ist rascher in engen und kurzen, schluchtartigen Thälern, langsamer in weiteren Thalbecken, wo die aufsteigende Bewegung meist erst gegen 10^h morgens frei im Gange ist und der absteigende Nachtwind erst gegen 9^h abends regelmässig zu werden anfängt. Die Uebergangszeiten schwanken mit den Jahres-

zeiten. Die Konfiguration des oberen Theiles der Thäler übt einen grossen Einfluss auf diese Winde aus, nach den Stunden und Jahreszeiten; so wird sie bald ausgeprägter bei Tag als bei Nacht, bald umgekehrt stärker bei Nacht als bei Tag. Zuweilen ist der Winter mit seinen Schneefällen den Nachtwinden am günstigsten, während dagegen im allgemeinen der Sommer die Tagwinde verstärkt."

In diese Sätze fasst Fournet, dem wir die ersten eingehenden Studien über die Gebirgswinde der Westalpen verdanken, seine Erfahrungen zusammen.

Häufig haben diese Tag- und Nachtwinde eigene Namen. So heisst am Comersee der thalaufwärts (d. h. gegen das obere Ende) wehende Wind „la breva" (breva di Lecco und breva di Como nach den beiden Seearmen). Der nächtliche Gegenwind heisst „Tivano". Am Gardasee weht die „Ora" als Südwind im Sommerhalbjahr von $10^{1}/_{2}{}^{h}$ vormittags bis 3^{h} nachmittags vom unteren zum oberen Ende des Sees, auch im unteren Etschthal, z. B. bei Ala, weht die Ora sehr kräftig und regelmässig bei Tag thalaufwärts. Der Nachtwind heisst am Gardasee „Sover" (auch Sopero, in Torbole „Paesano"); er weht weniger regelmässig und kräftig als die Ora, doch kann er zu Riva zuweilen selbst sturmähnlich heulen. In der Zwischenzeit zwischen diesen beiden entgegengesetzten Winden herrscht Windstille. Auf den Seen des österreichischen Salzkammergutes sind diese Winde unter den ganz bezeichnenden Namen „Unterwind" (der Tagwind) und „Oberwind" (Nachtwind) bekannt. Die Segelboote fahren mit dem Tagwind zum oberen Seeende und kehren mit dem Nachtwind zurück.

In den Alpenthälern gilt es als populäre Wetterregel, dass das Ausbleiben des täglichen Windwechsels einen Witterungsumschlag, d. h. schlechtes Wetter bedeutet, und im allgemeinen mit einigem Recht, weil es anzeigt, dass eine kräftigere allgemeine Luftströmung die lokale unterdrückt und die erstere für das Gebirge meist Wolken und Regen bringt.

„Zu allen Jahreszeiten," sagt Gen. Rich. Strachey,

wehen die Winde in den Thälern des Himalaya bei Tag aufwärts gegen die höchsten Teile der Gebirgskette und abwärts bei Nacht; die Tagwinde erreichen ihre grösste Stärke auf den hohen Pässen nach Tibet und die Nachtwinde dort, wo die Thäler der grossen Flüsse in die Ebene ausmünden." Auch auf dem grossen Plateau von Tibet fanden die Reisenden den regelmässigen Wechsel von Tag- und Nachtwinden. Henderson sagt von der Hochfläche des Karakasch zwischen Künlün und Karakorum (34 ½—36° N., circa 5000—5500 m): „Hier erhob sich täglich aus W oder SW ein starker Wind, der nachmittags zum Sturme anwuchs, nachts aber aufhörte." Junghuhn berichtet von Java, dass von 6—7^h abends an von den Seiten aller hohen Berge ein beständiger Wind von den Gipfeln bergabwärts weht.

Vielfach wird bloss der Nachtwind beachtet, da er wegen seiner niedrigen Temperatur sich fühlbarer macht, als der Tagwind; in manchen Fällen ist ersterer aber auch heftiger als der letztere. Dies ist meist der Fall, wo enge, schluchtartige und deshalb kühle Thäler sich gegen weitere stärker erwärmte Thäler oder Niederungen öffnen.

Der „Thalwind" an der Mündung des grossen Münsterthales im Elsass weht jeden Abend nach warmen, windstillen Tagen aus diesem Thal heraus, hält die ganze Nacht an und verbreitet in den Ebenen von Kolmar bis in grosse Entfernung hin Kühlung. Ein ähnlicher Nachtwind ist der von Nyons, im Departement der Drôme, unter dem Namen „Pontias" seit undenklicher Zeit bekannt. Er kommt aus einer engen, tiefen, gewundenen Schlucht von nahe 2 Meilen Erstreckung, die unten in die Ebenen der Rhone, nach oben in ein weites Thal ausmündet. Er weht im Sommer von 9—10^h abends, im Winter schon von 6^h an die ganze Nacht hindurch, bis zum Sonnenaufgang an Stärke zunehmend, dann nimmt er ab, um nach einigen Stunden ganz aufzuhören. Er ist im Winter weit kälter und heftiger als im Sommer, desgleichen verstärken ihn Schneefälle, während der heissen kurzen Sommernächte dagegen, oder wenn es die ganze Nacht über regnet oder bewölkt ist, bleibt er öfter ganz aus. Im Rheinthal ist der „Wisperwind" bekannt, der als kalter Luftstrom aus dem Wispthal, das bei Lorch senkrecht auf das Rheinthal einmündet, hervorkommt. Dieses lange Thal hat viele enge Neben- und Seitenthäler und zahlreiche schluchtartige Thalwurzeln, die Temperatur in denselben ist oft um mehr als 10° niedriger als im Rheinthal. Der

Wisperwind weht nur bei hellem Wetter, besonders in der wärmeren Jahreszeit. Er beginnt während der Nacht, sehr häufig schon des Abends und dauert bis gegen 9^h, zuweilen bis 10^h morgens. Er schadet zuweilen im Frühjahr durch seine Kälte den blühenden Obstbäumen und den Reben des Rheingaues. In der wärmeren feuchten Luft über dem Rheine erzeugt er oft Nebel. Bei Tag weht auch im Wisperthal der Wind aufwärts, dieser aufsteigende Wind ist aber unbenannt und den Bewohnern unbekannt, obgleich er nach Berger sehr deutlich auftritt.

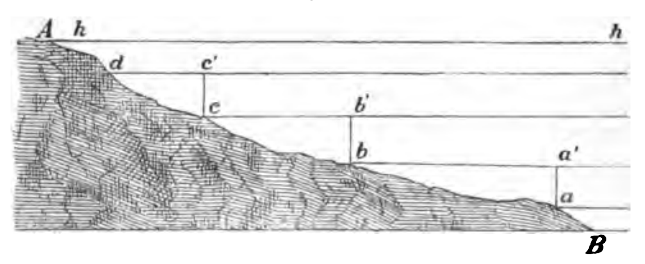
Die Theorie dieser vom Tag zur Nacht ihre Richtung umkehrenden Luftströmungen, welche mit den Land- und Seewinden der Küstengegenden die grösste Aehnlichkeit haben, ist erst in neuerer Zeit vollständig entwickelt worden. Auf einfache Weise freilich erklärt sich der kühle Nachtwind, der dem natürlichen Gefälle des Bodens folgend die kalte Luft in der Sohle der Thäler abwärts führt. Er muss dort am stärksten auftreten, wo enge, schluchtartige Thäler, welche um viele Stunden in der Insolation verkürzt sind und noch durch Waldungen und grössere Feuchtigkeit abgekühlt werden, gegen stark erwärmte weitere Thalbecken oder Niederungen ausmünden. In besonderen Fällen kann er dann auch den ganzen Tag über anhalten. Nicht so einleuchtend ist, weshalb die bei Tag am Thalboden erwärmte Luft nicht direkt emporsteigt, sondern der schwach geneigten Thalsohle folgend fast als horizontaler Wind aufwärts weht.

Die folgende Figur erläutert, in welcher Weise das Gebirge auf die Luftmassen in weiterem Umkreis in jeder Höhenschichte gleichsam aspirierend wirkt, sobald die Luft erwärmt wird, so dass mit steigender Erwärmung bei Tag horizontale Luftströmungen gegen die Gebirge hin entstehen.

A B sei ein Bergabhang. Die Linie *h h* und die mit ihr parallelen tieferen sind Horizontale. Bei mittlerer Temperatur und gleichzeitigem Fehlen grösserer atmosphärischer Störungen ist in allen Punkten längs jeder dieser Linien der Luftdruck der gleiche, und es existiert kein Grund zu einer Luftströmung. Nun kommt am Morgen die Sonne und erwärmt die ganze Luftmasse

im Thal und über dem Bergabhang. Die Wirkung der steigenden Wärme ist eine steigende Ausdehnung der Luft; dadurch wird das Gleichgewicht gestört und die Luft muss dem Bergabhang zufliessen. Denn die Luftsäule *a a'* dehnt sich durch die Wärme aus und der Luftdruck im Punkte *a'* steigt deshalb, weil ein Teil der Luftmasse, die früher unterhalb *a'* lag, darüber hinaus gehoben wird und den Druck vermehrt, er bleibt aber constant in dem Punkte *b* des Bergabhanges, der in derselben Horizontalen liegt. Dasselbe gilt vom Punkte *c* in Bezug auf *b'*, von *d* in Bezug auf *c'* u. s. w., d. h. in jeder Horizontalen steigt der Luftdruck mit zunehmender Entfernung vom Bergabhang [1]), während er an letzterem selbst konstant bleibt.

Fig. 11.



Die Flächen gleichen Luftdruckes sind nun nicht mehr horizontal, sondern sie neigen sich gegen das Gebirge hin, die Luft bekommt in jedem Niveau ein Gefälle gegen dasselbe hin. Wird zugleich der Bergabhang selbst von der Sonne erwärmt, so ist die Luft längs desselben wärmer als die der freien Atmosphäre in gleicher Höhe (z. B. bei *b* wärmer als bei *a'*) und hat deshalb ein Bestreben, empor zu steigen. So sind es zwei Kräfte, welche die Bewegung der Luft an den Bergabhängen bestimmen, eine horizontal wirkende und eine vertikale, beide zusammen bewirken, dass die Luft tagsüber längs den Bergabhängen emporsteigt, während die Luft über

[1]) Die Ausdehnung jeder Luftsäule durch die zunehmende Wärme ist proportional ihrer Höhe, also gegen den Berggipfel hin abnehmend.

dem Thale oder der Niederung überhaupt dem Gebirge horizontal zufliesst. So kann man sagen, dass das Gebirge bei Tag saugend auf die umgebenden Luftmassen wirkt, gleichsam wie eine lokale, stationäre Barometerdepression.

Sind die Bergabhänge kälter als die umgebende Luft, so können auch bei Tag kalte Fallwinde auf die erwärmte Niederung herabstürzen. Solche Winde beobachtet man z. B. regelmässig an warmen Tagen am Fusse der Gletscherströme.

Moriz Wagner beschreibt solche kalte Fallwinde auf dem mit Schneevulkanen gekrönten Plateau von Quito (Naturwissenschaftliche Reisen in Südamerika, pag. 355). „Nähert man sich der Schneelinie," sagt Wagner, „so kommt eine andere Naturerscheinung, die in gewissen Monaten und an besonderen Lokalitäten, mitunter zu unbeschreiblicher Stärke sich steigernd, die Bergbesteigungen schwierig, oft ganz unmöglich macht. Es sind dies jene rauhen Stürme der Nevados, deren eiskalte Luft namentlich während der Monate August, September, Februar und März mit oft lebensgefährlicher Gewalt nach der erwärmten Thalsohle hinunterbraust. Je mächtiger die angehäuften Schneemassen auf den einzelnen Vulkankolossen, und je ausgedehnter und kahler diese Plateaus und Hochthäler sind, auf welche in den bezeichneten Monaten die Sonne von einem fast unbewölkten Himmel strahlt, desto regelmässiger und häufiger stellen sich diese eisigen Stürme ein.

Während meines Aufenthaltes in Quaranda, Sept. 1858, wagte eine volle Woche lang keine Reisekarawane den nach Chuquipoyo führenden Pass des Chimborazo zu überschreiten. Der Schneewind tobte von dem Gehänge desselben in südöstlicher Richtung bis 3^h nachmittags mit unbeschreiblicher Heftigkeit.

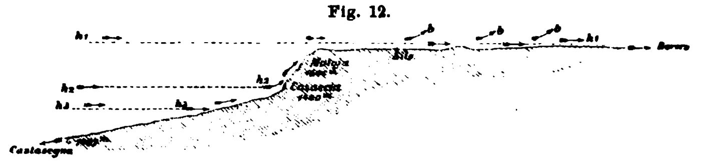
Diese Stürme beginnen gewöhnlich mit dem Aufhören der regelmässigen Gewitter in den Jahreszeiten, wo die Sonne in der Nähe der Wendekreise steht, und nehmen an intensiver Stärke merkbar zu, wenn eine längere Reihe von sonnenheiteren Tagen ohne Unterbrechung aufeinander folgt.

Der Wind beginnt in der Regel um 7^h morgens, wächst mit dem höheren Stand der Sonne, erreicht gegen 2^h seine grösste Stärke und hört nach Sonnenuntergang wieder auf."

Eine andere scheinbare Ausnahme von dem der Theorie nach thalaufwärts wehenden Thalwind beobachtet man im oberen Engadin. Dort weht bei Tag in der warmen Jahreszeit der Wind vom Malojapass das Innthal abwärts, während dagegen die Seitenthäler die normalen aufsteigenden Thalwinde haben.

Billwiller hat diese scheinbare Anomalie erklärt, sie bestätigt nun sogar in schönster Weise unsere eben vorgetragene Theorie der Thalwinde. Das obere Engadin hat nämlich keinen hinteren Thalschluss, indem der Malojapass kaum das Niveau der Thalsohle überschreitet. Jenseits des Passes beginnt aber schon das tief eingeschnittene, stark erwärmte Mairathal, das obere Bergell. Die in diesem schon halb italienischen Thale stark erwärmten Luftmassen werden über das Niveau der Schwelle des Maloja gehoben und fliessen das Innthal abwärts. Die Barometerbeobachtungen zu Sils im oberen und zu Bevers im unteren Teile des oberen Engadin zeigen in der That bei Tag ein Gefälle der Luft von Sils gegen Bevers hin. Die nachstehende Zeichnung zeigt die Hebung der Flächen gleichen Druckes über dem Bergell

Fig. 12.



und die Entstehung des thalabwärts fliessenden Tagwindes im oberen Engadin. Die Windpfeile *b*, *b*, *b* zeigen die in die Seitenthäler aufsteigenden Tagwinde an, welche normal entwickelt sind.

Kehren wir zur Figur auf S. 202 zurück, um auch die Entstehung des Nachtwindes specieller zu betrachten. Wenn die Sonne untergegangen ist und die Luft, namentlich aber der Erdboden, durch Wärmeausstrahlung erkalten, geht die Ausdehnung der Luftmassen nun in eine Zusammenziehung über, die Luftsäulchen $a\,a'$, $b\,b'$ etc. verkürzen sich, d. h. der Luftdruck in a' sinkt gegenüber jenem in b, ebenso in b' gegen c etc. Die Flächen gleichen Luftdruckes gehen durch ihre normale horizontale Lage, welche Windstille bringt, allmählich in eine vom Gebirge gegen die Niederung hin geneigte Lage über, die Luft bekommt ein Gefälle vom Bergabhang hinaus ins Freie; da nun der Erdboden bei Nacht stärker

sich abkühlt als die Luft draussen im Freien, so fliesst die stärker erkaltete, schwerere Luft der Bergabhänge und Thalsohlen längs der Bergabhänge ins Thal hinab und vom oberen Teile des Thales nach dem unteren. So entstehen die kühlen, thalabwärts streichenden Nachtwinde.

Die periodisch wechselnden, auf- und absteigenden Winde in den Gebirgen sind für die ganze Meteorologie derselben von grösster Wichtigkeit, namentlich aber für die tägliche Periode der Feuchtigkeit, der Wolkenbildung und der Niederschläge.

Die bei Tag längs der Gebirgsabhänge aufsteigende Luftbewegung führt den Wasserdampf der tieferen Schichten in die Höhe, so dass die relative Feuchtigkeit hier nachmittags steigt, während es in den Thälern trockener wird. Ueber allen dominierenden Gebirgsstöcken, von denen zahlreichere Thäler ausstrahlen, konzentriert sich derart am Nachmittag die Wasserdampfmenge der umliegenden Niederung. Die mit der aufsteigenden Luftbewegung verbundene Abkühlung kondensiert diese Feuchtigkeit zu Wolken, die bei trockenem Wetter sich in einiger Höhe über den Gipfeln bilden, bei feuchterer Witterung aber die Gebirgshöhen selbst einhüllen und nicht selten selbst zu Gewittern und Regengüssen sich verdichten.

Es besteht in den Gebirgen eine Tendenz zu Nachmittagsregen oder im Sommer zu Nachmittagsgewittern, selbst wenn die allgemeine Witterungsdisposition keine Niederschläge erwarten lässt und die umgebende Niederung sich des schönsten Wetters erfreut. Diese Gewitter bleiben auch über dem Gebirge lokalisiert, lösen sich abends wieder auf und lassen eine heitere Nacht folgen.

Die absteigende Luftbewegung bei Nacht führt im Gegensatz zum Tagwind die Feuchtigkeit in die Tiefe, die Wolken lösen sich auf, auf den Höhen wird die Luft jetzt trocken, was schon Saussure am Col du Géant beobachtet und in Erstaunen versetzt hat. Die Aussicht von Berggipfeln ist daher am frühen Morgen am klarsten, weil die Feuchtigkeit in der Tiefe lagert und die

Luft ruhig ist. Am Nachmittag dagegen wird durch die aufsteigende warme Luft die Atmosphäre milchig trübe, in grösseren Höhen auch wolkig, und es legt sich ein blauer Duftschleier über die Ferne.

Die tägliche Wanderung des atmosphärischen Wasserdampfes am Nachmittag längs der Berghänge in die Höhe, wo er kondensiert wird, und nachts wieder zurück in die Tiefe schildert uns Junghuhn in anschaulicher Weise für Java; seine Darstellung ist typisch für alle Gebirgsländer der wärmeren Himmelsstriche, wenngleich nicht überall die Erscheinung so intensiv und gleichmässig fast das ganze Jahr hindurch auftritt wie nahe dem Aequator.

„Wir befinden uns im Innern von Java am Südhange der nördlichen Bandongschen Kette in ca. 1200 m Seehöhe, wo man das ganze Plateau von Bandong (700 m) mit seinen Ringgebirgen (von 1600—2600 m Höhe) übersehen kann. Es ist ein heiterer Abend, hell scheint der Mond auf das Plateau herab, kein Lüftchen regt sich, keine Wolke, keine Spur eines Nebels ist zu sehen. Still verstreicht die Nacht. Wir richten am folgenden Morgen abermals unsere Blicke abwärts und glauben die Oberfläche eines grossen Sees vor uns in der Tiefe anzuschauen. Das ganze Plateau ist mit einer Nebeldecke überzogen, deren ebene Oberfläche anfangs weisslichgrau ist, aber, sobald die Strahlen der aufgehenden Sonne darauf fallen, eine blendend weisse Farbe annimmt[1]). Schon eine halbe Stunde später fängt die anfangs völlig ebene Oberfläche an, sich in kleinen Wellen zu erheben, zu wogen und endlich zu Cumuluswolken sich zu ballen. Die Nebelschichte zerreisst immer mehr in einzelne geballte Wolken, welche höher steigen und sich auflösen und zwischen $8\frac{1}{2}$—9^h sind in der Regel Nebel und Wolken ganz verschwunden. Nun aber erscheinen Wolken an den Berggehängen, die das Plateau umgeben, die bis jetzt, wie der ganze übrige Luftkreis, völlig frei von Wolken waren. Auf dem dunkeln Grunde, den die Urwälder dieser grossen Gehänge bilden, erblickt man zuerst einzelne kleine Wölkchen, welche so plötzlich erscheinen, dass man sie anfangs für hervorbrechende vulkanische Dampfwolken hält; aber bald mehrt sich ihre Zahl so sehr, sie bilden sich alle in einer so bestimmten, völlig gleichen Höhe am Berggelände, in einer horizontalen Linie nebeneinander, dass man bald seinen Irrtum erkennt. Sie nehmen sichtbar an Umfang zu, wachsen, schmelzen zusammen und bilden endlich

---

1) Je heiterer die Nacht, desto allgemeiner und tiefer ist das Nebelmeer, es ragen dann nur die höchsten Bäume, die 16—23 m hoch sind, wie dunkle Klippen oder Inselchen daraus hervor. Die Nebeldecke entsteht erst um 2 bis 3 Uhr in dem tiefsten Teile des Plateaus, ist aber um 4 Uhr schon über das ganze Plateau ausgestreckt.

schon gegen 10—10½ʰ eine Cumulostratuswolke, deren unterer Rand scharf begrenzt, am Berggehänge abgeschnitten erscheint, während ihr oberer Rand sich fortwährend bewegt, wellenförmig wogt, ja sich turmartig ballt[1]).

Ueber dem mittleren Teile des Plateau's selbst bleibt es heiter bis auf vereinzelt schwimmende weisse Cumuli, aber die erhitzte Luft hat einen geringen Grad von Durchsichtigkeit, sie ist weisslich wolkicht getrübt. An den Bergen hingegen, welche dem feuchteren nördlichen Küstenstrich am nächsten liegen, bilden gegen 2ʰ die Cumulostratuswolken schon eine einzige zusammenhängende Decke, die in der Nähe der Gebirge immer düsterer und dunkler wird, bis um 3 oder 4ʰ, an den Berggehängen schon um 2ʰ der rollende Donner die elektrischen Entladungen verkündet[2]). Dann strömt dort, z. B. zu Buitenzorg, fast Tag für Tag der reichlichste Gewitterregen herab, während hier, auf der Centralfläche von Bandong kein Tropfen fällt, und auch an den umgebenden Bergen nur hier und da von einer waldreichen Kuppe ein Donnerschlag fällt.

Kaum ist die Sonne unter den Horizont gesunken, so sieht man mit Erstaunen, dass alle die schwimmenden Wolken im Luftmeer verschwunden sind; ja wirft man seine Blicke auf das dicke Gewölke, das die Gipfel und die obere Hälfte aller Berge seit 12ʰ ganz und gar verhüllte und verbarg, so sieht man mit wachsender Verwunderung, dass dieses Gewölk zusehends kleiner wird, immer mehr vor den Augen des Beschauers zusammenschrumpft und, noch ehe der letzte Tagesschein am Himmel verblichen ist, keine Spur mehr von seiner Existenz zurückgelassen hat[3]). Nicht der geringste Windzug ist zu spüren, kein Nebel ist auf dem Plateau zu sehen und es ist wie durch Zauberei, dass alle die ungeheuren Wolkenmassen aus der Luft, von den Berggehängen in so kurzer Zeit verschwunden sind. An den trockensten Tagen ist dies schon kurz nach Sonnenuntergang der Fall, an den übrigen vor Mitternacht. Die Nacht bleibt vollkommen heiter und still. Keine Spur eines Nebels ist zu sehen. Beleuchtet dann aber der Mondschein das Plateau, so kann man beobachten, dass sich gegen

---

1) Dieser Wolkengürtel nimmt auf Java durchschnittlich die Höhenzone von 1500—2400 m ein, in der trockenen Jahreszeit liegt seine untere Grenze höher (bei 1800—1900 m) und seine Mächtigkeit beträgt bloss ein paar hundert Meter.

2) Ueber die Höhenregion, in der diese Gewitter sich bilden, sagt Junghuhn an einer anderen Stelle: „In Höhen von 3000 m und darüber gibt es selten und nur während des Regenmonsuns ein Gewitter. Steht man am Nachmittag am Rande dieser hohen Gipfel, so wird man gewöhnlich vom hellsten Sonnenschein beschienen, während 1000—1600 m tiefer am Gehänge des Berges die Blitze das Gewölk durchzucken und der Donner rollt.“ — In höheren Breiten, z. B. in den Alpen, bilden sich die Gewitter in grösseren Höhen und dürften ähnliche Beobachtungen nur selten zu machen sein.

3) Unsere lokalen Gebirgsgewitter in den Alpen lassen, nachdem sie sich ausgetobt und ausgeregnet haben, eine hohe Cirrostratusschichte zurück, die allmählich dünner wird und in der Nacht wieder die Sterne durchschimmern lässt. Der Morgenhimmel ist völlig klar. Ganz analog verlaufen nach Bates die Gewitter der Regenzeit zu Pará.

3h und in den niedrigsten Gegenden zuerst, eine Nebeldecke auf seiner Oberfläche zu bilden anfängt, die, sobald nur erst ihre Bildung einen Anfang genommen hat, sich ausserordentlich schnell ausbreitet und in Zeit von weniger als einer Stunde das ganze 7 Meilen weite Plateau bedeckt. Wenn dann die Sonne aufgeht, so scheint sie, wie gestern um diese Zeit, wieder auf einen Nebelsee, der später von neuem dampfförmig in die Luft emporsteigt, um die Metamorphosen des vorigen Tages wieder zu durchlaufen"[1]).

Diese Darstellung Junghuhns trifft für alle Gebirgsländer der Erde zu, in höheren Breiten allerdings nur für den Sommer und die Perioden ruhigen, feuchtheissen Wetters. Die sich tagelang wiederholenden Nachmittagsgewitter in den Alpen[2]), in den Rocky Mountains[3]), auf dem Plateau von Costarica[4]), auf den blauen Bergen von Jamaika[5]); sie stimmen alle in der täglichen Periodicität als einer Folge des mit den Tagwinden in die Höhe geführten Wasserdampfes, in den heiteren Nächten und Morgen, die auf sie folgen, überein[6]).

Von den Veränderungen, welche das Gebirge in einer durch die allgemeine Luftdruckverteilung hervorgerufenen Luftströmung erzeugt, ist jedenfalls jene die wichtigste und lehrreichste, welche man zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt hat, wo die durch die Alpenkette modifizierten Südwinde unter dem Namen „Föhn" bekannt sind.

Der Föhn ist ein warmer, trockener, vom Alpenkamm mit grosser Heftigkeit herabstürzender Wind aus SE oder S, seltener aus SW; seine Richtung hängt offenbar zumeist von der Richtung der Thäler ab. Auch dort, wo der Föhn stets als SE-Wind auftritt, beobachtet man, dass in der Höhe die Wolken gleichzeitig aus SW ziehen.

---

1) Junghuhn, Java I, p. 288—291. Auch später, p. 354, wird eine interessante Schilderung des analogen täglichen Ganges der Bewölkung und der Niederschläge am G. Sumbing mit Abbildung der Wolkenformen gegeben.

2) Hann, Mitth. des österr. Alpenvereins. I. Bd. Zeitschr. f. Meteorol. Bd. VIII, p. 105.

3) Parry, Vegetation des Felsengebirges. Peterm. Mitth. 1863, p. 316.

4) Moritz Wagner, Ausland 1854 und Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Südamerika.

5) Aragos sämtliche Werke, IV. Bd., wo noch viele ältere ähnliche Beobachtungen zu finden sind.

6) Höchst bezeichnend ist die Schilderung des täglichen Witterungsganges zu Amecameca am Fusse des Popokatepetl, 200 m über dem Thale von Mexiko, von D. Charnay: „Le matin, tout est calme, paix, silence, beauté; le soir, tout est bruit, colère, tourmente, lutte des éléments entre eux."

Jene nördlichen Hauptthäler der Centralalpenkette, welche von SE nach NW oder von S nach N streichen, sind dem Föhn am meisten ausgesetzt, die mehr in der Richtung von E nach W verlaufenden Thäler (das obere Wallis, das Aarthal zwischen Brienz und Thun) haben selten oder gar nie Föhn. Das Hauptgebiet des Föhn liegt zwischen Genf und Salzburg, es lehnt sich nach Süden unmittelbar an die Hauptalpenkette selbst an, und die Heftigkeit des Föhn, wie der Grad der Erwärmung und Trockenheit, die er bringt, ist in den Thälern selbst am grössten. Seine stärkste Entwickelung erreicht der Föhn im vorarlbergischen Illthal (z. B. in Bludenz), in den Thälern des Rheins bis zum Bodensee, der Linth bis gegen Zürich, der Reuss mit der Engelberger Aa bis gegen Muri, der unteren Rhone bis zum Genfersee. Im oberen Teile der Thäler des Rheins, der Linth, der Reuss, sowie im unteren Rhonethal steigert er sich zuweilen bis zum Orkan; mit der Entfernung von der Hauptalpenkette nimmt er an Stärke ab und wird im grösseren Teil der schweizerischen Hochebene, im Jura und jenseits der Nordgrenze der Schweiz nur noch durch eine geringere Temperaturerhöhung und Abnahme der Feuchtigkeit wahrnehmbar.

Ueber die Erscheinungen, unter denen der Föhn in der Schweiz auftritt, sagt Tschudi: „Am südlichen Horizont zeigt sich leichtes Schleiergewölk, das sich an die Bergspitzen setzt[1]), die Sonne geht am stark geröteten Himmel bleich und glanzlos unter. Noch lange glühen die Wolken in den lebhaftesten Purpurfarben. Die Nacht bleibt schwül, taulos, von einzelnen kälteren Luftströmen strichförmig durchzogen, der Mond hat einen rötlichen, trüben Hof. Die Luft erhält den höchsten Grad von Klarheit und Durchsichtigkeit, so dass die Gebirge viel näher erscheinen; der Hintergrund nimmt eine bläulich-violette Färbung an. Von ferne her tönt das Rauschen der oberen Wälder, die Bergbäche tosen mit grösserer Schmelzwasserfülle weithin durch die stille Nacht; ein unruhiges Leben scheint überall rege zu werden und dem Thale sich zu nähern. Mit einigen heftigen Stössen, die besonders im Winter, wo er ungeheure Schneefelder bestreicht, erst kalt und rauh sind, kündet sich der angelangte Föhn an, worauf plötzlich tiefe Stille der Lüfte folgt. Um so heftiger brechen die

[1]) Das Gewölk über dem südlichen Hintergrund der Thäler tritt häufig auch in Form einer dicken Wolkenwand auf, die unter dem Namen „Föhnmauer" bekannt ist.

folgenden heissen Föhnfluten ins Thal und schwellen oft zu rasenden Orkanen an, die 2—3 Tage mit abwechselnder Gewalt herrschen, die ganze Natur in unendlichen Aufruhr versetzen, Bäume brechen, Felsstücke losreissen, die Waldbäche auffüllen, Häuser und Ställe abdecken, — ein Schrecken des Landes. In den Thalteilen, die der südlichen Bergmauer zunächst liegen, wütet der Föhn gewöhnlich am heftigsten."

Menschen und Tiere leiden unter dem Einflusse dieses heissen Windes. Er wirkt abspannend auf die Nerven und drückend auf das Gemüt. Sorgsam wird das Feuer des Herdes oder Ofens gelöscht. In vielen Thälern ziehen die „Feuerwachen" rasch von Haus zu Haus, um sich von jenem Auslöschen zu überzeugen, da bei der Ausdörrung des Holzes, die der Wind erzeugt, leicht grosses Brandunglück entsteht.

Dennoch wird der Föhn besonders im Frühling mit Freuden begrüsst, denn er bewirkt rasch enorme Schnee- und Eisschmelzungen und verändert mit einem Schlage das Bild der Landschaft. Im Grindelwaldthale schmelzt der Föhn oft in 12 Stunden eine Schneedecke von mehr als 2 Fuss Dicke weg. Er ist der rechte Lenzbote und wirkt in 24 Stunden so viel, als die Sonne in 14 Tagen, indem auch die alte zähe Schneeschicht, welche die Sonne lange vergeblich beleckt hat, ihm nicht widersteht. Ja er ist in vielen schattigen Hochthälern geradezu die Bedingung des Frühlings, wie er an manchen Orten der Ebene im Herbste die Zeitigung der Traube bedingt. In Graubünden namentlich erwartet man zu Ende August und im September von seinem richtigen Eintreffen und längerer Andauer eine günstige Weinlese, er ist hier der eigentliche Traubenkocher. Desgleichen ist die Maiskultur in Vorarlberg und Nordtirol von dem häufigen Auftreten des Föhn (in Innsbruck Scirocco genannt) abhängig. Der von dem „warmen Wind", der über den Brenner herabkommt, bestrichene kleine Bezirk des Innthals, in dessen Centrum Innsbruck liegt, stellt nach Kerner in pflanzengeographischer Beziehung förmlich eine südliche Insel vor, die Innsbrucker Flora beherbergt z. B. die Hopfenbuche, die sonst nirgends im Norden der Centralalpenkette vorkommt.

Die Orte, wo der Föhn häufig und intensiv weht (wie z. B. in Bludenz und Altdorf), haben eine relativ milde Herbst- und Wintertemperatur.

Mit welch hoher Wärme und Trockenheit der Föhn auftritt, dafür mögen einige Beispiele gegeben werden.

Bludenz:

Datum	Temp. Celsius			Relative Feuchtigkeit			Wind
	6h	2h	10h	6h	2h	10h	
1867, 16. Feb.	12,5	17,0	14,0	26	21	26	SE 5
1869, 31. Jan.	13,8	16,0	13,3	6	11	24	SE 5
1. Feb.	14,0	19,3	—	20	14	—	SE 5
1856, 10. Dez.	13,5	18,0	14,0	27	13	30	S 7
1870, 24. Nov.	—	15,0	16,5	—	12	12	SE 4—5
25. Nov.	17,3	22,0	—	13	10	—	SE 5
1871, 6. März	10,7	17,2	12,5	20	9	14	SE 5—6

Föhn vom 1., 4., 7.—9. Januar 1877 in der Schweiz:

	Temperatur			Feuchtigkeit			Wind
	7h	1h	9h	7h	1h	9h	Mittel
Altdorf	13,8	15,8	13,0	31	29	42	S
Altstätten ...	15,1	16,0	14,0	25	29	35	SSW

Die Temperatur wird also mitten im Winter sommerlich warm und die relative Feuchtigkeit wird ausserordentlich erniedrigt. Die Abweichung der Temperatur von der normalen betrug beim Föhn vom 31. Januar zum 1. Februar 1869 + 15,7°, und die Abweichung der relativen Feuchtigkeit — 58 %.

Bei dem Föhn im Januar 1877 war die Abweichung des Tagesmittels der Temperatur zu Altstätten im Rheinthal am 1. Januar + 17,1° und am 8. + 17,2°, und fast ebenso gross war sie auch in Altdorf. Kurz der Föhn der Nordschweiz ist ein ausserordentlich warmer und trockener Wind, sobald er mit einiger Intensität auftritt.

Selbst im Mittel aller Fälle von 10 Wintern erhöhen zu Bludenz die Winde zwischen E und S, die vom Kamm des Rhätikon und von der Silvrettakette herabkommen (mittlere relative Höhe mindestens 2000 m), die Temperatur um 8,2° über die normale und erniedrigen die Feuchtigkeit um 31 % unter das Mittel. Die mittleren höchsten Temperaturen der Monate November—Februar

von Bludenz sind infolge des Föhns höher als die entsprechenden Extreme der Orte am Südfusse der Alpen, wie Mailand, Riva, Bozen.

Im Mittel von 7 Jahren hat Wettstein folgende Häufigkeit der Föhntage für die Nordschweiz gefunden:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Zahl der Tage . .	9,1	17,3	4,9	9,6	40,9

Für Bludenz fand ich aus 10jährigen Aufzeichnungen:

Zahl der Tage . .	10,6	8,2	3,1	10,0	31,9 .

Im Sommer ist der Föhn am seltensten (und am wenigsten intensiv), im Herbst und Winter am häufigsten. Durchschnittlich hat das Jahr 30—40 Föhntage und es wird daraus klar, welchen grossen Einfluss der Föhn auch auf die mittlere Temperatur jener Orte haben muss, wo er heimisch ist.

Es war natürlich, dass man bei der Frage nach der Ursache des Föhnwindes zuerst auf den Gedanken verfiel, derselbe komme aus Nordafrika in die Schweiz; er ist ja ein Südwind, heiss und trocken, und im Süden der Schweiz liegt die Sahara, der Inbegriff der Trockenheit und Hitze. Freilich hätte man bedenken können, dass die Sahara nur im Sommer sehr heiss ist, und dass umgekehrt der Föhn gerade im Winter die grösste Temperatursteigerung bringt, im Sommer aber am schwächsten auftritt.

Gegen den Ursprung des Föhns aus der Sahara spricht zunächst entschieden der Verlauf der gleichzeitigen Witterungserscheinungen auf der Nord- und Südseite der Alpen während des Auftretens des Föhns. Wenn in der Nordschweiz die heissen, trockenen Südwinde wehen, ist die Luft auf der Südseite der Alpen ruhig, die Temperatur ist in den Thälern wenig oder gar nicht erhöht, die relative Feuchtigkeit ist gross und gewöhnlich fallen wenige Stunden, nachdem der Föhn in den nördlichen Alpenthälern zu wehen begonnen hat, auf der Südseite des Alpenkammes und auf diesem selbst Niederschläge, Regen und Schnee, oft in ungewöhnlicher Menge. Während der

furchtbaren Regengüsse und Ueberschwemmungen in Kärnten vom 1.—4. Dezember 1872 gab es ausnahmsweise auch in den Thälern der nördlichen Kalkalpen zwischen Wien und Salzburg heftige Föhnstürme mit grosser Trockenheit.

Man kann auch nicht annehmen, dass der warme, trockene Südwind in der Höhe über den südlichen Alpenthälern hinwegzieht, denn auch auf den Alpenkämmen ist er nicht zu spüren, indem daselbst die Temperatursteigerung gering ist und die Luft feucht bleibt. Die ausserordentlich hohe Wärme, sowie die Trockenheit ist auf die Föhnthäler beschränkt und verliert sich immer mehr gegen das Alpenvorland hinaus. Folgende Daten geben die gleichzeitige Witterung auf der Süd- und Nordseite der Alpen im Mittel von 20 Föhntagen des Winters.

Ort	Temperatur Celsius			Relative Feuchtigkeit			Witterung.
	Morg.	Nm.	Abd.	Morg.	Nm.	Abd.	
Mailand	3,2°	5,1°	3,9°	96	93	96	Regen [1]) Wind var.
Bludenz	11,1	14,0	11,5	29	22	28	SE 5—8 Föhn
Stuttgart	3,4	8,8	5,0	84	72	81	10mal Reg. Wind var.

Dass die Föhnluft der nördlichen Alpenthäler ihre hohe Temperatur nicht schon auf den Alpenhöhen selbst hat, sondern ihre Wärme erst beim Herabstürzen in die Thäler erlangt, zeigen folgende Daten:

Witterung längs der Gotthardstrasse während des Föhns vom 31. Jan. und 1. Febr. 1869:

Ort	Höhe	Temp.	Feuchtigkeit	Witterung
Bellinzona . . .	229 m	3,0°	80 %	N (Regen)
S. Vittore . . .	268	2,5	85	S u. SW
Airolo	1172	0,9	—	N u. S
St. Gotthard. . .	2100	— 4.5	—	S 2—3
Andermatt . . .	1448	2,5	—	SW 2
Altdorf	454	14,5	28	S (Föhn)

In Andermatt ist die Temperatur gleich der von S. Vittore 1200 m tiefer auf der Südseite. Am St. Gotthard selbst ist die Luftwärme, obgleich starker Südwind herrscht, nur wenig erhöht, ungemein stark aber in Alt-

[1]) An 16 Tagen unter 20.

dorf. Der Südwind hat also seine Wärme erst beim Herabsinken aus einer relativen Höhe von circa 1700 m erlangt.

Während der langen Föhnperiode zu Anfang des Januar 1877 (1., 3. bis 10.) war die mittlere Temperaturabweichung im Süden zu Lugano und Castasegna nur 4,3°, am St. Bernhard in 2478 m nur 3,7°, in den Föhnthälern dagegen zu Altdorf 11,4°, Altstätten 13,3°, im Flachland der Schweiz wieder geringer, aber beträchtlicher als auf der Südseite: Zürich 6,9°, Basel 8,0°.

Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, dass der Föhn seine hohe Wärme, wie auch seine Trockenheit erst beim Herabkommen von den Alpenkämmen auf der Nordseite der Alpen selbst erlangt, dass er sie dagegen nicht aus der Ferne, weiter von Süden her mitbringt.

Dass ein Luftstrom, der sich beim Herabsinken so rasch erwärmt, relativ sehr trocken sein muss, ist einleuchtend. Nehmen wir z. B. an, die Luft wäre am 31. Januar und 1. Februar auf der Höhe des St. Gotthard mit Wasserdampf gesättigt gewesen, so hätte sie bei —4,5° in jedem Kubikmeter 3,5 g Wasserdampf enthalten. In Altdorf angekommen mit einer Temperatur von 14,5° hätte sie aber 12,4 g Wasserdampf enthalten können, die relative Feuchtigkeit dieses Südwindes wäre demnach 28 Proz. [1]) geworden.

Die Wärme des Föhns erklärt sich aus dem früher erläuterten Gesetz, dass eine zu höherem Druck herabsinkende Luftmasse sich im Verhältnis von 1° für je 100 m erwärmt. Dies ist auch in der That das Gesetz der Wärmezunahme nach oben bei Föhnwinden.

Aus den Beobachtungen an den schweizerischen Stationen zwischen 2700 und 300 m ergibt sich die Wärmezunahme von den Alpenkämmen in die Föhnthäler hinab

---

[1]) Genauer mit Rücksicht auf die Volumenänderung infolge der Druck- und Temperaturänderung (19° in unserem Fall) stellt sich die Berechnung so: Ein Kubikmeter Luft aus der Höhe des St. Gotthard geht in Altdorf über in das Volum $\frac{58}{72}(1 + 0{,}00367 \times 19^0) = 0{,}86$, welches bei 14,5° im Maximum 10,6 g enthalten kann, daher die relative Feuchtigkeit 33% wird.

im Mittel zu 0,97° für je 100 m, während auf der anderen Seite des Gebirges (auf der Südseite bei Südföhn) die Wärmeabnahme nach oben nur 0,44° beträgt, d. i. das für den Winter normale Mass.

Aus den auf den telegraphischen Witterungsberichten basierten täglichen Wetterkarten von Europa hat sich auch ergeben, warum die Luft zeitweilig stürmisch von den Alpenkämmen in die Thäler herabstürzt [1]) und so den Föhn erzeugt. Es hängt dies zusammen mit dem Heranrücken der atlantischen Barometerminima oder Sturmcentren gegen Westeuropa. Wenn ein Barometerminimum im Westen oder Nordwesten der Alpen sich befindet, auf der Linie zwischen der Bai von Biscaya und Irland, so strömt die Luft über dem Alpenvorland als Südost- oder Südwind gegen den Ort kleinsten Luftdruckes hin, aber auch die Luft aus den Alpenthälern wird gegen diese Stelle hingezogen, gleichsam aus den Thälern herausgesaugt. Da die Alpenmauer hier das direkte Zufliessen aus Süden hemmt, so muss die Luft aus der Höhe, von den Alpenkämmen herab zum Ersatz herbeifliessen. So entsteht der Föhn. Die orkanartige Heftigkeit der Föhnstösse in den Thälern, deren oft merkwürdig lokale Beschränkung und grosse Unregelmässigkeit überhaupt wird aus dieser Art des Entstehens im Verein mit dem Einfluss der komplizierten Terrainbildung auf die Luftbewegung erklärlich.

Auf dem Flachlande draussen, wo der Luftzufluss gegen das Barometerminimum unbehindert und in horizontaler Richtung erfolgen kann, fehlt sowohl die grosse Heftigkeit als auch die hohe Wärme und Trockenheit des Föhns, denn die heissen, trockenen Luftzuflüsse aus den Thälern mischen sich bald mit dem breiten allgemeinen Luftstrome. Da das Luftdruckminimum und der allgemeine SW-Sturm von Westen heranrückt, so tritt der S-Sturm zuweilen merklich früher im nördlichen Alpenvorland ein, als der Föhn in den Alpenthälern.

[1]) Die Neigung des von den Kämmen in die Thäler herabfliessenden Luftstromes braucht übrigens bei weitem nicht so gross zu sein, als man meist annimmt. Die Neigung eines Luftstromes vom Tödikamm nach Auen (Glarnerthal) ist 9°, von dem Kamm der Titliskette nach Engelberg circa 12°, vom Creux du Champ nach Ormont 25° (Wettstein).

Auf der Südseite der Alpen bleibt die Luft noch lange ruhig, während auf der Nordseite der Föhn tobt; die Alpenmauer hindert den Luftzufluss aus Süden in den unteren atmosphärischen Schichten. Der Luftdruck fällt im Süden viel langsamer als auf der Nordseite und die Temperatur ist noch niedrig, wie gewöhnlich in der kälteren Jahreszeit bei hohem Luftdruck; die Temperaturabnahme nach oben ist langsam. Erst später tritt auch im Süden Erwärmung ein, sie ist aber meist geringer als selbst im nördlichen Alpenvorland — geschweige denn in den Föhnthälern; fast immer treten dann zugleich starke Niederschläge ein.

In welchem Masse die Alpenkette in den unteren Niveaus den Luftzufluss gegen das Barometerminimum in Nordwesten hin hemmt, zeigen die grossen Luftdruckdifferenzen zwischen der Nord- und Südseite der Alpen. Im Mittel von 7 Föhntagen war die

Luftdruckdifferenz pro 15 geogr. Meilen:
Basel—Altdorf = 2,3 mm
Altdorf—Lugano = 7,3

also 3mal grösser auf letzterer Linie. Die Differenz steigt in einzelnen Fällen auf 10—12 mm.

Der S oder SW-Sturm tritt also zuerst an den Westküsten Europas auf und schreitet gegen Mitteleuropa und das Alpenvorland vor. Die Luft, welche zu Anfang von den Alpenkämmen herabfliesst, kommt gar nicht weit her von Süden, ihre relativ hohe Temperatur erklärt sich hinlänglich aus der normalen langsamen Wärmeabnahme mit der Höhe, d. h. der relativ milden Temperatur der höheren Schichten und der raschen Erwärmung derselben beim Herabsinken. Im Winter finden wir eine durchschnittliche Wärmeabnahme nach oben von 0,45° (sie ist bei der dem Föhn vorausgehenden Witterung meist noch kleiner), die Erwärmung der niedersinkenden Luftmassen ist aber genau 0,99° pro 100 m, die herabsteigenden Luftmassen gewinnen also für je 100 m einen Temperaturzuwachs von 0,54°, also für 2500 m schon 13,5°, so dass also die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14—17° steigen kann, ohne dass deshalb die

Luftströmung aus wärmeren, südlichen Breiten zu kommen braucht. Später wird allerdings auch Luft von Süden herbeigezogen, und dies bedingt dann ein Aufsteigen der Luft an den Südabhängen der Alpen und damit reichliche Kondensation des Wasserdampfes daselbst. Infolge der letzteren kühlt sich aber die aufsteigende Luft nur langsam ab und die zur hohen Erwärmung der Luft auf der Nordseite nötigen Bedingungen bleiben dieselben oder steigern sich noch.

Da im Sommer die höheren Luftschichten relativ viel kälter sind als im Winter, indem die Temperaturabnahme nach oben 0,6 bis 0,7° C. pro 100 m beträgt, so ergibt sich aus unserer Erklärung von selbst, dass der Föhn im Sommer keine so grosse Erwärmung hervorbringen kann als im Winter, der Wärmezuwachs pro 100 m beträgt jetzt nur 0,4 bis 0,3° C. Dazu kommt, dass im Sommer die atlantischen Barometerminima seltener und viel weniger intensiv sind, daher die Vorbedingung zum Herabsinken der Luft von den Alpenkämmen in die Thäler seltener und schwächer auftritt.

Jene Thalrichtungen und Thalformationen, welche den freien Abfluss der Luft gegen das nordwestliche Barometerminimum hindern oder beeinträchtigen, scheinen auch dem Auftreten des Föhns ungünstig zu sein, wie z. B. das obere Wallis, das Aarthal zwischen Brienz und Thun etc.; umgekehrt hat das nach N offene Rheinthal und Reussthal (bei Altdorf) sehr heftigen Föhn, auch das nach NW umbiegende untere Rhonethal (bei Bex).

Wenn sich das Barometerminimum weiter nach NE oder E fortbewegt, schlägt der Wind von S und SW in W und NW um und es folgt auf den Föhn rasche Abkühlung und starker Regen, während es nun auf der Südseite der Alpen trocken wird.

Wenn die eben gegebene Erklärung des Föhn die richtige ist und derselbe zu der Sahara in keiner Beziehung steht, so darf man zunächst erwarten, dass auch auf der Südseite der Alpen Föhnerscheinungen auftreten, wenn der Luftdruck im NW hoch, im SE dagegen niedrig ist, also die Luftdruckverteilung die entgegengesetzte von

der oben geschilderten ist, die den Föhn in der Schweiz erzeugt. In der That fehlt der Föhn auf der Südseite der Alpen keineswegs. Es wehen bei der angegebenen Luftdruckverteilung trockene, warme N- und NE-Winde in den südlichen Alpenthälern, ja der Nordföhn macht sich bisweilen selbst noch in Mailand fühlbar. Doch erreicht der Nordföhn durchschnittlich bei weitem nicht die Heftigkeit des Südföhn, wie ja auch die Barometerminima des Mittelmeers an Intensität wie an Häufigkeit weit zurückstehen gegen die des Atlantischen Oceans. Orte, von denen bekannt ist, dass der Nordföhn öfter auftritt, sind Bellinzona, Lugano, Castasegna, Comersee, Riva, Brixen etc.

Eine weitere Konsequenz unserer Theorie ist, dass auch andere Gebirge ihren Föhn haben müssen. Folgende Angaben über die geographische Verbreitung der Föhnwinde beweisen, dass auch diese Folgerung vollständig durch die Beobachtungen bestätigt wird.

Am interessantesten ist der Föhn an der Küste von Westgrönland, den Rink schon vor langer Zeit trefflich beschrieben hat[1]), natürlich ohne ihn als Föhn zu bezeichnen. Es ist dies ein sehr warmer, trockener E- und SE-Wind, der über das völlig vergletscherte Innere Grönlands herüberkommt und stürmisch auf die Fjorde einfällt. Er erhöht im Winter die Temperatur durchschnittlich um 12—20° C. über die Mitteltemperatur, im Herbst und Frühling etwa um 11°. Noch zu Upernivik unter 72¾° N. brachte der Föhn vom 24. November 1875 eine Temperatur von 10°, d. i. eine Temperaturerhöhung um 25° über die Mitteltemperatur. Der Föhn von Ende November und Anfang Dezember 1875 herrschte durch 18—20 Tage in ganz Westgrönland und brachte im Süden eine durchschnittliche Temperaturerhöhung um 8°, im Norden um 15° über die Mittelwärme.

Hoffmeyer hat diesen Föhn genauer untersucht und nachgewiesen, dass er ganz auf dieselbe Weise erklärt werden muss, wie der Föhn der Alpen. Es herrschte

---

[1]) Physikal. Beschreibung von Nord- und Südgrönland. Zeitschr. f. Allg. Erdkunde II. Bd., 1854 u. N. F. III. Bd., 1857.

damals ein Barometerminimum im Süden der Davisstrasse und hoher Luftdruck im Nordatlantischen Ocean in der Gegend von Island, wodurch SE- und E-Winde über Grönland erzeugt wurden, die von dem mindestens 2000 m hohen Innern Grönlands in die Fjorde hinabwehend jene hohe Temperatur annehmen mussten. Direkt vom Nordatlantischen Ocean kann der westgrönländische Föhn seine Wärme nicht nehmen, denn dieselbe ist im Süden (62° N. Br.) gelegentlich im Winter so hoch, dass man sie über dem Atlantischen Ocean erst in der Breite der Azoren wiederfindet [1]). Selbst noch Kane im Rensselaer Hafen unter dem 78. Breitegrad und Nares in Floeberg Beach unter 82½° N. fühlten die Wärme des grönländischen Föhns. Auch Island hat seinen Föhn, worauf Hoffmeyer aufmerksam gemacht hat [2]).

Besonders häufig ist der Föhn auf der Nordseite der Pyrenäen und an der Südküste des Golfs von Biscaya. Bilbao hat unter ähnlichen Bedingungen Föhn, wie die Nordseite der Alpen, doch geht der Föhn zu Bilbao jenem der Alpen um einige Zeit voraus.

Zu Hermannstadt nennt man den trockenen, warmen Südwind „Rotenturmwind". Kutais hat namentlich im Frühling trockene, warme Ostwinde, die vom Suramgebirge herabwehen und oft den Tabakpflanzungen schädlich werden. Am Südufer des Kaspischen Meeres zu Rescht weht zuweilen im Winter vom Elbursgebirge herab ein trockener, heisser Wind [3]). Auch Trapezunt hat einen Föhn [4]). Auf der Südinsel von Neuseeland wehen die NW-Stürme, nachdem sie ungeheure Regenmengen über die Westseite der neuseeländischen Alpen entladen haben, auf der Ostseite als trockene, heisse Winde auf die Canterbury Plains hinab. Murrough O'Brien sagt von dem „Nor-wester" dieser Ebenen:

Die Canterbury Plains sind circa 100 miles lang und 30 bis 40 miles breit, sie sind auf der Ostseite von der See begrenzt,

---

[1]) Hoffmeyer, Le Fœhn du Grœnland. Referat darüber in der Zeitschr. f. Meteorol. XIII. Bd., 1878.
[2]) Zeitschr. f. Meteorol. XIII. Bd., p. 146.
[3]) Siehe auch Radde in Peterm. Geogr. Mitth., 1881, p. 51.
[4]) Meteorol. Zeitschr. XV. Bd., p. 326.

auf der Westseite von einer Bergkette von 8000—12000 (engl.) Fuss Höhe. Heftige Winde sind heimisch auf diesen Ebenen, die von NW sind die strengsten und wütendsten. Am Fuss der Berge und auf den Ebenen ist der NW ein sehr trockener und oft ein heisser Wind, ohne Regen — der Himmel ist von einer besonders tiefblauen Farbe. An den Gipfeln der Bergkette jedoch ruhen schwere dunkle Wolken, welche trotz des wütenden Windes unbeweglich bleiben. In den oberen Thälern begleiten heftige Regengüsse den Nordwester, der Schnee schmilzt und die Flüsse, welche in die höheren Thäler und Gletscher hinaufreichen, steigen um 10—20 Fuss in einer Nacht. Dieser Wind hört häufig nachts auf, und beginnt wieder vor Mittag. — Er erstreckt sich mit seiner grössten Wut nicht über die ganze Ebene, und ist oft beschränkt auf die niedrigeren Vorberge und einige miles gegen Osten[1]).

Diese Beispiele der geographischen Verbreitung des Föhn mögen genügen. Mit der Ausdehnung der meteorologischen Beobachtungen wird man noch vielfach Föhnerscheinungen finden. Dieselben dürften aber auf die gemässigten und kalten Zonen beschränkt sein, d. h. besser gesagt, auf jene Teile der Erde, welche von stärkeren Barometerminimis und Stürmen heimgesucht werden; aus den Tropen ist mir kein Fall eines eigentlichen Föhnwindes bekannt, es wäre aber das Auftreten eines solchen beim Heranrücken eines tropischen Wirbelsturmes gegen einen hohen Gebirgszug zu erwarten.

Der Einfluss einer Gebirgskette auf die Eigenschaften der Winde wird sehr schön illustriert durch die folgenden von de Seue berechneten Windrosen für das südliche Norwegen.

Windrosen der Bewölkung:

Südnorwegische	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westküste	7,0	5,0	4,6 *	6,0	7,2	8,3	**8,5**	7,9
Ostküste	4,2	5,7	7,3	**7,8**	7,6	5,7	3,8	2,5 *

An der Westküste bringen die Westwinde die grösste Bewölkung, an der Ostküste die Ostwinde, also überall die gegen das Gebirge wehenden Winde; die über das Gebirge herüberkommenden Winde sind die heitersten, besonders ist dies beim NW-Wind auf der Ostseite des Gebirges der Fall. Dasselbe gilt von der relativen Feuchtigkeit, wie folgende Zahlen dies erläutern:

---

[1]) Haughton, Physical Geography. London 1880. Siehe auch Hochstetters Neuseeland und Julius Haast in Peterm. Geogr. Mitth.

Relative Feuchtigkeit:

Südnorwegische	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westküste	80	77	74	71*	72	79	83	**83**
Ostküste	75	79	82	**85**	86	80	72	66*

So wie hier die Gebirgsmasse des südlichen Norwegen, so wirken auch anderswo die Gebirge, welche quer auf die Richtung des vorherrschenden Windes streichen, als Wetterscheiden. Auch verdient noch bemerkt zu werden, dass auf der Ostseite des norwegischen Gebirges die Windstillen mehr als doppelt so häufig sind, wie auf der Westseite (19 gegen 8 %). Die Westwinde sind ja bekanntlich die heftigsten.

Diese letzterwähnte Thatsache führt uns auf eine wichtige klimatische Funktion der Gebirge, die des Windschutzes und der Hemmung des Luftaustausches zwischen den beiden Seiten eines Gebirgszuges.

Im kleinen macht sich dies geltend in der relativ geringen durchschnittlichen Luftbewegung in den weiteren Thalbecken [1]) gegenüber der offenen Ebene. Die üppigere Vegetation, namentlich der kräftigere Baumwuchs solcher Thäler ist nicht allein ein Effekt der günstigeren Erwärmungsverhältnisse oder reichlicherer Niederschläge, sondern auch der grösseren Luftruhe und geringeren Verdunstung gegenüber der Ebene. Die grossen Ebenen sind beständigeren, heftigeren Winden ausgesetzt und diese sind bis zu einem gewissen Grade baumfeindlich. Die Wiederbewaldung grosser Ebenen findet eine Hauptschwierigkeit in den schädlichen Wirkungen der heftigen Winde auf die Neuanpflanzungen. Einmal bestehende grössere Waldkomplexe schützen sich selbst gegen die Stürme.

Gebirgsketten aussertropischer Breiten, die von West nach Ost streichen oder sich dieser Richtung nähern, gewähren für ihre Südabhänge Schutz gegen die kalten Polarströmungen und bedingen dadurch wichtige klimatische Schranken.

---

[1]) Viele enge Thäler, welche die Verbindung zwischen grösseren Thalbecken herstellen, sind umgekehrt sehr zugig, weil sich die Luftströmung in ihnen wie in Stromengen verstärkt.

In unserer Nähe haben wir dafür ein Beispiel in den Alpen. Ein Uebergang über den Brenner, Splügen, Gotthard oder Simplon von Nord nach Süd versetzt uns in wenigen Stunden aus dem mitteleuropäischen in das italienische Klima. Der klimatische Uebergang ist hier viel schroffer als im Westen und im Osten der Alpenkette. Das Klima ändert sich wie mit einem Sprunge. Der Grund hierfür liegt in dem Schutz gegen die kalten nördlichen Winde, welche die mächtige Alpenmauer für ihre südlichen Thäler gewährt. Wir haben auch schon oben erfahren, dass dieser Schutz nicht immer bloss negativ (möchte man sagen), sondern auch positiv in dem Sinne ist, dass der kalte Wind, auch wenn er über das Gebirge herabsteigt, sich dabei erwärmt. Diese wohlthätige Wirkung der Alpenkette macht sich am auffallendsten in den südlichen Thälern selbst geltend, die oberitalienische Ebene ist dagegen wieder viel exponierter und kälter. Villa Carlotta am Comersee ist im Winter um 2,4° wärmer als Mailand, die Temperaturminima sind durchschnittlich um 5° höher; Riva ist im Winter um 1½° wärmer als Mailand. Das mittlere Jahresminimum ist zu Riva —5,0°, zu Mailand —8,0°. Selbst Bozen, das um einen Grad nördlicher und 110 m höher, unmittelbar am Fuss des Brenner liegt, hat genau dieselbe Wintertemperatur wie Mailand; das mittlere Jahresminimum von Bozen ist —7,7°, höher als das von Mailand. Man hat diese südlichen Alpenthäler darum nicht mit Unrecht „das Spalier des europäischen Gartens“ genannt.

Wenn Dove gesagt hat, dass die Alpen im Winter erkaltend auf die oberitalienische Ebene wirken, so ist dies nicht ganz richtig oder kann wenigstens leicht missverstanden werden. Die niedrige Wintertemperatur der oberitalienischen Ebene ist, wie wir schon früher angedeutet haben, darin begründet, dass dieselbe auch von Süden und Westen von einem hohen Gebirgskamm umgeben ist, der die im Winter warmen Winde aus dieser Richtung abhält, dagegen den kälteren NE- und E-Winden Zutritt lässt, und was vor allem wichtig ist, eine unbehinderte Ansammlung der durch Wärmestrahlung des

Bodens erkalteten Luftmassen gestattet. Diese kalten Luftmassen stagnieren in den Niederungen und werden die Ursache einer strengeren Winterkälte (vergleiche das Engadin, Kärnten, den Lungau), die niedrigsten Wintertemperaturen sind stets in den tiefsten Teilen der Niederung, in der Achse des Pothales anzutreffen [1]). Selbst noch in den Mitteltemperaturen des Winters (1866/80) tritt dies deutlich hervor, wie folgende Zahlen nachweisen:

Ort	N. Br.	Seehöhe	Temp. Cels.	Ort	N. Br.	Seehöhe	Temp. Cels.
Mailand	45,5°	147 m	2,3°	Pavia . . .	45,2°	98 m	2,2°
Brescia	45,5	172 „	2,7	Alessandria	44,9	98 „	1,3

Die ligurische Küste, die Riviera, ist ein weiteres Beispiel, wie Schutz gegen kalte, Aufgeschlossensein gegen warme Winde im Verein mit einer günstigen Exposition eine klimatische Begünstigung hervorrufen kann, welche man erst mehrere Breitegrade weiter südlich als normal antrifft.

Selbst noch im Klima der ungarischen Ebenen findet man Anzeichen einer schützenden Wirkung des Bergkranzes der Karpathen gegen das direkte Eindringen der nordeuropäischen Kälte. Es geht dies namentlich hervor aus den sehr verringerten monatlichen Wärmeschwankungen, und selbst in den mittleren und absoluten Kälteextremen des Winters findet man Anzeichen dafür. So liegt z. B. Nyiregyhaza ziemlich Mitte Wegs zwischen Wien und Czernowitz, die mittleren Monatsminima des Winters aber sind:

	Czernowitz		Nyiregyhaza		Wien
Monatsminimum . .	—16,5		—12,5		—10,5
Differenz		4,0		2,0	

Das auffallendste Beispiel für den Schutz, den eine hohe Gebirgskette gegen das Vordringen der kontinentalen Winterkälte in niedrigere Breiten gewährt, finden wir in der Wintertemperatur Nordindiens, wenn man dieselbe mit jener Ostasiens, resp. Südchinas in gleicher Breite vergleicht.

1) S. Cantoni, Ueber den strengen Winter 1879/80 in Oberitalien.

Temperatur des Winters in Celsiusgraden:

Canton	23° 12′ . . .	12,5°	Schanghai	31° 12′ . . .	3,9°
Macao	22 11 . . .	15,4	Multan[1]	31 10 . . .	13,9
Calcutta	22 33 . . .	20,9	Lahore[1]	31 34 . . .	14,0

Nordindien hat demnach unter 31° Breite einen um 10°, unter 22½° Breite um 7° wärmeren Winter als die Küste des südlichen China unter gleicher Breite; noch grösser würde der Unterschied sein, wenn man Stationen im Innern von China vergleichen könnte. Der Grund dieses Unterschiedes liegt darin, dass China den kalten NW-Winden aus dem Innern Asiens ausgesetzt ist, während der ungeheure Gebirgswall des Himalaya einen Luftaustausch zwischen Innerasien und Nordindien völlig ausschliesst. Nordindien hat das seiner Breite zukommende Winterklima, eine erkältende Wirkung der von höheren Breiten kommenden Winde ist ausgeschlossen.

Hätten die Vereinigten Staaten von Nordamerika ein quer über die Meridiane streichendes Hochgebirge statt der meridional verlaufenden Gebirgskette der Rocky Mountains, so würden die südlich davon gelegenen Staaten vor den kalten Polarwinden geschützt sein, statt dass sie jetzt frei bis zum Golf von Mexiko hinabwehen und selbst noch in den Südstaaten gelegentlich ausserordentlich tiefe Temperaturminima mit sich bringen. Die Mitteltemperaturen sind zwar in den Südstaaten höher als in Ostasien unter gleicher Breite, aber viel niedriger als jene in Nordindien, wie folgende Zahlen nachweisen:

Wintertemperatur in den Vereinigten Staaten unter 31—32° N. Br.

Mt. Vernon	31° 5′	11,3°	Natchez	31° 34′	10,5°
Savannah	32 5	11,2	Ft. Jessup	31 35	10,7

Da Nordindien unter gleicher Breite eine Wintertemperatur von 14,0° hat, so sind die südlichen Vereinigten Staaten um 3° kälter. Noch auffallender tritt der Unterschied hervor, wenn man die Kälteextreme vergleicht.

Die im Winter ausserordentlich niedrige Temperatur von NE-Sibirien, sowie der gleichzeitig herrschende hohe

[1]) Multan hat eine Seehöhe von 128 m, Lahore von 223 m, die obigen Temperaturmittel sind auf das Meeresniveau reduziert, wobei die Wärmezunahme nach unten für je 100 m zu 0,4 angenommen wurde.

Barometerstand sind, worauf Woeikoff zuerst aufmerksam gemacht hat, gewiss zum grossen Teile auch dadurch bedingt, dass sowohl nach Süden, namentlich aber nach Osten gegen das nahe Ochozkische Meer hohe Gebirgsketten den Luftaustausch, das Abfliessen der durch Wärmestrahlung erkalteten Luftmassen hindern. In höheren Breiten, wo der Boden im Winter mit Schnee bedeckt ist, bedeutet ein solches Stagnieren der kalten Luftschichten stets auch eine Konzentrierung der Winterkälte. Eine hohe, durch keine tiefen Schluchten und Thäler zerschnittene Gebirgskette schützt das jenseitige Gebiet sehr wirksam gegen das Einbrechen der Kälte aus einem derartig erkalteten Hinterland. Denn da die niedrigste Temperatur unter solchen Verhältnissen am Grunde der Thalbecken angetroffen wird oder doch keine Abnahme der Temperatur mit der Höhe stattfindet, so ist die Erwärmung der vom kalten Hinterland über das Gebirge jenseits in die Niederung oder auf die Küste abfliessenden Luft hinreichend, um einen grossen Temperaturunterschied zwischen beiden Seiten des Gebirges aufrecht zu erhalten.

Nehmen wir an, ein derartiges Kältecentrum sei durch ein 1500 oder 2000 m hohes Gebirge von einem benachbarten wärmeren Küstenstrich getrennt. Dann wird die vom Gebirge herabkommende kalte Luft um 15—20° erwärmt, also ihre Temperatur sehr wesentlich gemildert.

Es gibt viele Beispiele für diese günstige Wirkung einer Gebirgskette. Schon der Verlauf der Winterisothermen in Ostasien und in Nordwestamerika zeigt, wie eine hohe Gebirgskette ein dichtes Aneinanderdrängen der Isothermen zur Folge hat. Ein besonders nahe liegendes Beispiel haben wir in Dalmatien, dessen schmaler Küstensaum durch einen fast unzerteilten Gebirgszug von einem sehr kalten Hinterland getrennt wird. Obgleich in demselben ausserordentlich niedrige Wintertemperaturen vorkommen und die Winde sehr häufig vom Gebirgskamm herab sich als Bora aufs Meer stürzen, wird die Kälte des Landwindes durch sein Herabfallen doch so wesentlich gemildert, dass die dalmatinische Küste trotz der Bora sehr milde Kälteextreme und sehr hohe mittlere Winter-

temperaturen hat. So trifft man z. B. zu Gospic (44 ½° N. Br., 570 m) in Kroatien, nahe der dalmatinischen Küste aber durch den Velebich davon getrennt, ein mittleres Jahresminimum der Temperatur von — 20,8° [1]), fast gleich jenem von Krakau, offenbar infolge des Stagnierens der kalten Winterluft im Becken der Lika. Unzweifelhaft kommen gleichfalls sehr niedrige Wintertemperaturen im ganzen Hinterland von Dalmatien vor [2]). Trotzdem sind an der Küste selbst die Minima sehr milde; Fiume: — 4,4° (absolut — 9,0 Jan. 1869), Lesina — 1,6° (absolut — 7,2), Ragusa — 0,9 (absolut — 6,0). Die Macht der Kälte wird durch das Herabsinken des kalten Luftstromes gebrochen. So schützt eine Gebirgskette in wirksamster Weise gegen Kälteinvasionen aus einem kalten Nachbargebiete und lässt schroffe Extreme nebeneinander bestehen.

Hat ein solches Gebirge Querspalten, Thäler, durch welche die kalte Luft abfliessen kann, so wird die Gegend an der jenseitigen Mündung derselben lokal abnorm kalt sein. So schreibt Woeikoff die ausserordentlich niedrige Wintertemperatur von Wladiwostok (Januarmittel — 15,2 unter 43° 9′) dem Umstande zu, dass hier die Passhöhe, welche die kalte Luft aus dem Innern des Landes zu übersteigen hat, nur 180 m hoch ist. Oestlich davon wird das Gebirge höher und die Küste wieder wärmer. Dann folgt nördlich das breite Thor der Amurmündung und hier liegt Nikolajewsk mit einer Januartemperatur von — 24,5°. Noch nördlicher trennt wieder das Gebirge das kalte Innenland von der Küste, und richtig hat Ajan, obgleich in 3° höherer Breite als Nikolajewsk im Januar nur — 20,1° [3]).

Im Sommer schützen umgekehrt Gebirgsketten das Innenland vor dem Einbrechen kalter Seewinde und gestatten die Entwickelung sehr hoher Sommertemperaturen in grosser Küstennähe. Solche Fälle bieten sich in auffallender Weise dar in Nordwestamerika, wo das sommerkühle, regenreiche Küstengebiet von Britisch-Columbia

---

1) Im Januar 1880 sank die Temperatur sogar auf — 27,1°.

2) Selbst noch zu Janina, 39,8° N., ist das mittlere Minimum — 8,0° (Januar 1869 — 17,8°).

3) Zeitschr. f. Meteorol. Bd. XIII, p. 210 fg.

durch das Gebirge von der nahen hohen Sommerwärme des Innern auf kurze Entfernung getrennt wird. Die Sommerisothermen drängen sich hier dicht aneinander und hohe Sommerwärme dringt im Schutz des Gebirges weit hinauf in nördliche Breiten vor. Desgleichen wird die kalte Luft des Ochozkischen Meeres durch den Gebirgssaum der Küste abgehalten, die hohe Sommerwärme von Ostsibirien zu erniedrigen, obgleich zu dieser Zeit die Winde landeinwärts wehen. Der Gegensatz der Witterung auf beiden Seiten des Aldangebirges im Sommer soll ein höchst auffallender sein (Erman, Middendorf). Auf der einen Seite kalte Nebel, die fast nie die Sonne durchblicken lassen, auf der anderen Seite ein heiteres, heisses Sommerwetter. Eine ähnliche Scheidewand in viel niedrigeren Breiten bildet die kalifornische Küstenkette zwischen dem feuchtkalten Sommer der Küste und dem heissen Sommer im breiten Thale des Sacramento- und Joaquinflusses.

In Schottland verdanken die Küsten des Moray Firth, Nairnshire, der südliche Hauptkörper von Sutherland, ihre günstigen klimatischen Verhältnisse dem Umstande, dass sie auf der Leeseite von ausgedehnten und ziemlich hohen Gebirgszügen liegen. Diese trocknen und wärmen die vorherrschenden Westwinde, d. h. sie machen sie in geringem Masse zu Föhnwinden. Die Atmosphäre ist auf der Ostseite dieser Gebirge viel trockener und sonniger. Daher reifen die Ernten unter 58° N. Br. in Sutherlandshire in dem Thal des Shin, die in Argylshire, 2° südlicher, niemals zur Reife kommen (Scott).

Zusatz zu S. 69—70 und 143—144.

Kurz nach Vollendung des Druckes der „Allgemeinen Klimatologie" hat S. P. Langley die ersten Resultate seiner höchst wichtigen Untersuchungen über die verschieden grosse Absorption der Sonnenstrahlen von verschiedener Wellenlänge durch die Erdatmosphäre (über die „selektive Absorption" der Solarenergie) bekannt gemacht (Philosophical Mag., March 1883), durch welche auch einige Stellen in diesem Buche nun einer Berichtigung bedürfen, die hiermit in aller Kürze gegeben wird.

1) Misst man die Verteilung der Energie im Sonnenspektrum bei niedrigem und hohem Sonnenstand, so findet man, dass dieselbe nicht in beiden Fällen dieselbe ist, sondern dass die Intensität der Strahlung bei höher steigender Sonne gegen das ultraviolette Ende in immer wachsendem Verhältnis zunimmt, dass also die Strahlen vom roten Ende des Spektrums weniger absorbiert werden, als jene vom violetten Ende. Die Absorption durch das ganze Spektrum, im sichtbaren wie im unsichtbaren Teile, nimmt zu, sowie die Wellenlänge abnimmt, die ultravioletten Strahlen werden am meisten, die ultraroten am wenigsten absorbiert[1]). Dies Resultat modifiziert die Angaben nach Radau auf S. 67 u. 70.

2) Indem man nun die Absorption der Strahlen verschiedener Wellenlänge Schritt für Schritt untersucht und misst, kann man auf jede einzelne Strahlengattung mit voller Strenge die logarithmische Formel (S. 69, Anmerkung) anwenden und die Intensität dieser Strahlengattung ausserhalb der Atmosphäre berechnen. Man kann sich auf diese Weise das normale Sonnenspektrum (die Verteilung der Energie im Sonnenspektrum ausserhalb der Atmosphäre) konstruieren. In diesem fällt das Maximum der Intensität (Energie) weiter gegen das blaue Ende hin (etwa auf $^{2}/_{3}$ der Distanz der Fraunhoferschen Linien von D gegen F, während es bei niedrig stehender Sonne näher bei B als bei C liegt). Misst man nun den Flächeninhalt der Intensitätskurve ausserhalb der Erdatmosphäre und vergleicht denselben mit der Area derselben an der Erdoberfläche, so kann man die Solarkonstante genauer ableiten, als sie selbst Violles Messungen haben geben können. Langley fand dafür den vorläufigen Wert 2,84 Kalorien. Die volle Diskussion der Beobachtungen auf dem Mt. Whitney wird wohl den genauen Wert liefern.

3) Die atmosphärische Luft ist nicht farblos, sondern gleicht in Bezug auf Absorption der Strahlen einem gelblichen oder rötlichen (aber nicht monochromatischen) Glas.

---

1) Es existieren aber im Ultrarot breite Absorptionsstreifen, also Stellen grosser lokaler Absorption.

SPECIELLE KLIMATOLOGIE

(KLIMATOGRAPHIE).

Einleitung.

Ueber die Einteilung der Erdoberfläche in Klimazonen.

Die gewöhnliche Abgrenzung der grossen klimatischen Zonen schliesst sich an die solaren Klimagürtel an. Man unterscheidet drei Hauptzonen: die heisse Zone oder Tropenzone zwischen den Wendekreisen, die gemässigte Zone zwischen dem Wendekreis und Polarkreis, und die kalte oder Polarzone innerhalb des Polarkreises. Letztere zwei Zonen sind zweimal vorhanden, denn wir haben eine südhemisphärische und eine nordhemisphärische gemässigte Zone, sowie eine arktische und eine antarktische Zone. Da innerhalb der gemässigten Zonen ziemlich grosse klimatische Verschiedenheiten sich finden, weil die Wärmeänderung in mittleren Breiten am raschesten von sich geht, und diese Zone auch der Ausdehnung nach die grösste ist, so hat man sie noch in drei Unterabteilungen gebracht: die subtropische Zone, die eigentliche gemässigte Zone und die subarktische Zone. Ueber die Abgrenzung dieser Teilzonen scheint aber keine Vereinbarung zu existieren.

Die relativen Flächeninhalte dieser Zonen sind, wenn die Oberfläche der ganzen Hemisphäre = 1 gesetzt wird:

Tropenzone (bis $23\frac{1}{2}^{0}$) . . .	= 0,40
Gemässigte Zone (bis $66\frac{1}{2}^{0}$) .	= 0,52
Polarzone	= 0,08

Da aber die Tropenzonen beider Hemisphären ein ungetrenntes Ganzes bilden, so steht die Tropenzone überhaupt mit einer relativen Oberfläche von 0,79 den beiden anderen Zonen gegenüber, was bei der Untersuchung des Einflusses derselben auf die gemässigte und

kalte Zone wohl zu beachten ist. Die relativen Oberflächen der drei Zonen stehen demnach in dem Verhältnis von 10 zu $6^1/_2$ zu 1.

Bei der Abgrenzung dieser Zonen ist nur Rücksicht genommen auf das mögliche Mass der Sonnenstrahlung, das derselben vermöge ihrer Erstreckung nach den Breitengraden zukommen kann. Die Tropenzone hat die geringste jährliche Variation der Sonnenstrahlung bei durchschnittlich grösstem Ausmass derselben. Die Sonne tritt an allen Orten wenigstens einmal in den Zenith. Der Polarzone kommt die geringste Jahressumme der Sonnenstrahlung zu und zugleich die grösste Variation derselben vom Winter zum Sommer. Die Sonne bleibt überall im Winter wenigstens einmal durch volle 24 Stunden unter dem Horizont. Dafür gibt es im Sommer auch einen 24stündigen Tag. Die gemässigte Zone endlich nimmt eine Mittelstellung zwischen diesen beiden Zonen ein, die Sonne tritt nirgends mehr in den Zenith, erscheint aber auch nirgends durch volle 24 Stunden nicht über dem Horizont. Nach der durchschnittlichen Strahlungssumme und Jahresvariation derselben steht sie zwischen der Tropen- und Polarzone.

Dadurch, dass diese Einteilung hauptsächlich auf die Tageslängen unter verschiedenen Breiten basiert ist und nicht auf das mögliche Mass der Sonnenstrahlung im Laufe des Jahres, erhalten die Zonen eine sehr ungleiche Ausdehnung, die gemässigte Zone namentlich wird zu gross und die Polarzone zu klein, die erstere muss deshalb zu grosse klimatische Verschiedenheiten in sich aufnehmen. Dies ist der eine Einwurf gegen die übliche Abgrenzung der drei Klimazonen.

Legt man den Nachdruck auf die Bezeichnung derselben als heisse, gemässigte und kalte Zone, so kommt man zu einem weiteren Widerspruch zwischen der thatsächlichen Verteilung der Wärme innerhalb dieser Zonen und der ihrer Benennung entsprechenden Wärmeverteilung.

Ein Blick auf die Isothermenkarte zeigt, dass der Verlauf der Linien gleicher Wärme durchaus nicht den

Parallelkreisen folgt, dass namentlich in höheren Breiten dieselben streckenweise fast mehr den Meridianen folgen als den Breitekreisen. Eine Einteilung der Klimazonen nach den Wendekreisen und Polarkreisen muss daher, in höheren Breiten namentlich, sehr stark abweichen von den Zonen gleicher mittlerer Wärme.

Diesen Umstand hat kürzlich Prof. A. Supan aufgegriffen und den Vorschlag gemacht, die Isothermen zur Abgrenzung der grossen klimatischen Zonen zu verwenden[1]), und nicht die Parallelkreise. Er schlägt folgende Einteilung vor:

I. Die warme Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° (fällt ziemlich zusammen mit den Polargrenzen der Palmen). Sie zerfällt in zwei Subzonen: a) der Tropengürtel, polwärts begrenzt durch die Temperatur des kältesten Monats von 20°; b) der ektropische Gürtel zwischen der 20°-Isotherme des kältesten Monats und der Jahresisotherme von 20°.

II. Die gemässigte Zone zwischen den Jahresisothermen von 20° und 0° Br. zerfällt in die zwei Subzonen: a) der Aequatorialgürtel der gemässigten Zone zwischen der Jahresisotherme von 20° und der 0°-Isotherme des kältesten Monats; b) der Polargürtel der gemässigten Zone jenseits der 0°-Isotherme des kältesten Monats.

III. Die kalte Zone jenseits der Jahresisotherme von 0°, charakterisiert durch beständiges Bodeneis[2]): a) der Aequatorialgürtel der kalten Zone zwischen der Jahresisotherme von 0° und der 0°-Isotherme des wärmsten Monats; b) der Polargürtel der kalten Zone jenseits der 0°-Isotherme des wärmsten Monats[3]). Den Flächeninhalt der Hauptzonen hat Supan folgendermassen bestimmt (in Prozenten der Oberfläche der Hemisphäre):

---

1) Die Temperaturzonen der Erde. Peterm. Geogr. Mitt. 1879.

2) Da die Bodentemperatur etwas höher ist als die mittlere Luftwärme, so entspricht die Polargrenze des Bodeneises durchschnittlich der Jahresisotherme von −2° nach Wild.

3) Die Nullgrad-Isotherme des wärmsten Monats ist auf der nördlichen Hemisphäre gar nicht bekannt und existiert hier wahrscheinlich gar nicht, ihre Existenz auf der südlichen Hemisphäre ist nicht zu bezweifeln, aber ihre Lage ist unbekannt.

	Warme Zone	Gemässigte Zone	Kalte Zone
Nordhemisphäre	53,3	31.8	14,8
Südhemisphäre	45,4	45,1	9,5
Mittel	49,3	38,5	12,2

Das Verhältnis der warmen Zone als ganzes gegenüber der gemässigten und kalten Zone in jeder Hemisphäre ist hiernach nahezu: warme Zone 8, gemässigte 3, kalte 1. Die gemässigte Zone nach Supans Vorschlag ist demnach kleiner als die zwischen Wendekreis und Polarkreis liegende Kugelzone, die beiden anderen Zonen haben an Umfang gewonnen.

Die Jahresisotherme von 20° C. fällt auch ziemlich nahe zusammen mit der durchschnittlichen Polargrenze des Passats, und sie eignet sich daher auch aus diesem Grunde zur Abgrenzung einer Hauptzone.

Man darf sich aber der Ueberlegung nicht verschliessen, dass in höheren Breiten die Supanschen Temperaturzonen kaum weniger ihren Namen Gewalt anthun als die gewöhnlichen durch Parallelkreise begrenzten. Es liegt dies darin, dass die mittlere Jahrestemperatur im Gebiete des Seeklimas eine ganz andere klimatische Bedeutung hat als im Gebiete des Kontinentalklimas [1]). Nach Supans Begrenzung liegt z. B. das südöstliche Sibirien wie der grösste Teil der Amurländer schon in der kalten Zone. Und trotzdem ist die Sommerwärme hier noch höher als im mittleren Deutschland, die Juliisotherme von 20° geht bis gegen Jakutsk hinauf, wo doch die Jahresisotherme von —10° verläuft. In dieser „kalten Zone" wachsen hochstämmige Wälder, existiert Ackerbau und Viehzucht; in der nördlichen Mandschurei bedecken Laubwälder, unterbrochen von üppigen Grasfluren, die Niederungen, und der Tiger streift bis in die Irkutsker Wälder hinauf.

---

1) Supans Unterzonen möchten wir aus diesem Grunde nicht acceptieren. Der Aequatorialgürtel der gemässigten Zone z. B. existiert fast nur im Gebiete des reinen Seeklimas, an seiner Polargrenze liegen sowohl die Lofoten als das mittlere China! Viel bessere klimatische Grenzen würden die Linien gleicher Sommerwärme gewähren, sie entscheiden über Bewohnbarkeit, Kulturfähigkeit und Pflanzengrenzen, die Temperatur des kältesten Monats ist in dieser Beziehung fast gleichgültig.

Dieses Gebiet hat allerdings dieselbe Jahrestemperatur wie das mittlere Grönland, aber welcher Unterschied der Vegetation, der Bewohnbarkeit und Kulturfähigkeit! Dieser Kontrast lehrt uns, dass die mittlere Jahrestemperatur in höheren Breiten sich gleichfalls nicht zur Abgrenzung der klimatischen Zonen eignet, besonders wenn man das Klima auffasst als die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen in ihrer Beziehung zu dem organischen Leben. Aber selbst als Ausdruck der Wärmeverhältnisse ist die mittlere Jahrestemperatur ungenügend, und die Temperaturzonen, welche auf selbe gegründet sind, werden in höheren Breiten den realen Klimagrenzen auch nicht viel besser entsprechen, als die durch Parallelkreise abgegrenzten älteren Zonen.

Man wird daher berechtigt sein, neben den Temperaturzonen Supans auch die älteren Zonen des solaren Klimas beizubehalten, da auch ihnen eine reale Bedeutung zukommt, wie früher S. 77 erörtert worden ist, und da das solare Klima in seiner Wichtigkeit für die Pflanzengeographie nicht unterschätzt werden darf. Wenn man die Bezeichnung heisse, gemässigte und kalte Zone vermeidet, und dafür setzt: tropische, mediane und polare Zone, welche Namen, der mittlere ausgenommen, ja ohnehin schon eingebürgert sind, so lässt sich gegen die ältere Abgrenzung der klimatischen Zonen gar nichts einwenden, als höchstens die Ungleichmässigkeit ihrer Ausdehnung.

In der Anordnung der folgenden klimatographischen Darstellungen halten wir uns im grossen ganzen an die Einteilung der Erdoberfläche in die drei Klimagürtel, der tropischen, gemässigten und kalten Zone, ohne jedoch stets an ihren Grenzen Halt zu machen. Es würde sich überhaupt kein Einteilungsgrund finden lassen, welcher die einzelnen Zonen so begrenzen würde, dass diese Grenzen für alle klimatischen Elemente gelten könnten und man daher nicht genötigt wäre, bei den speciellen klimatischen Beschreibungen dieselben zu überschreiten, um nicht Zusammengehöriges zu trennen, das Verständnis und die Uebersichtlichkeit zu erschweren und Wiederholungen zu vermeiden.

I. Klimatographie der Tropenzone.

A. Das afrikanische Tropengebiet.

Afrika gehört zum weitaus grössten Teile der tropischen Zone an, es ist der tropische Kontinent par excellence, und reicht nur mit seinen nördlichsten und südlichsten Teilen noch etwas in die subtropische Zone hinein. Die regelmässigen Luftströmungen der Tropenzone, die Passate der beiden Hemisphären beherrschen geradezu fast den ganzen Kontinent, denn sie erstrecken sich über die beiden Wendekreise hinaus und durchschnittlich bis gegen den 30. Breitegrad.

Fast ganz Afrika hat deshalb entweder tropische Regen, oder gar keinen Regen, nur der nördliche Küstensaum, sowie ein kleiner Teil des Kaplandes hat ein anderes Regenregime, nämlich vorwiegende Winterregen. Sonst ist Afrika ein Typus für die Regel der tropischen Regen, denn sie folgen hier überall der Sonne und wandern mit den Zenithständen der Sonne von Norden nach Süden und wieder zurück. Auch Gebiete mit zweifacher Regenzeit um die Zeit der beiden Zenithstände der Sonne sind in den äquatornahen Breiten vorhanden, wenn sie auch nicht als Gürtel oder Zonen, also geradezu typisch für gewisse Breiten auftreten.

Der meteorologische Aequator scheint Afrika in circa 5° N. Br. zu durchschneiden, südlich davon ist der jährliche Wärmegang, sowie die Windverhältnisse südhemisphärisch, der SE-Passat hat schon die Vorherrschaft. Ueber den benachbarten Teilen des Atlantischen Oceans findet sich der meteorologische Aequator gleichfalls schon unter 5° N. Br.

In Afrika kommen die Gegensätze zwischen dem Regenreichtum der äquatorialen Zone zwischen den beiden Passaten und der Tendenz zu spärlichen oder gänzlich fehlenden Niederschlägen im Herzen derselben (d. h. in deren Mittelzone, wo sie am konstantesten und

kräftigsten wehen) zur extremen Entwickelung. Mit dem übermässig feuchten, waldbedeckten Sudan stehen die Wüsten- oder Steppengebiete jenseits des 20. Breitegrades im scharfen Kontrast. In den nördlichen Breiten, wo Afrika einen viel grösseren Raum zwischen den Längegraden einnimmt, ist auch die Wüstenbildung am stärksten hervortretend, hier finden wir zwischen etwa 17° und 30° N. Br. die Sahara, welche man sich gewöhnt hat geradezu als Typus einer Wüste überhaupt hinzustellen. In Südafrika finden wir unter ähnlichen Breiten, aber sehr verschiedenen orographischen Verhältnissen die Kalahariwüste.

Würde sich nicht der Kontinent von Afrika nach Süden hin so verschmälern, so würde wohl im Innern Südafrikas eine zweite Sahara sich vorfinden, besonders wenn die jetzigen orographischen Verhältnisse — ein hoher Gebirgswall am östlichen Rand, der dem beständig wehenden SE-Passat seinen Wasserdampfgehalt vorzeitig auf einmal entzieht — zugleich mitwirken würden.

Während aber Nordafrika unter dem Wendekreis des Krebses circa 50 Längegrade einnimmt, erstreckt es sich unter dem Wendekreis des Steinbocks bloss über 20 Längegrade. Es ist daher den oceanischen, wasserdampfzuführenden Luftströmungen weitaus zugänglicher und es können gleichzeitig keine so hohen Temperaturen aufkommen wie in der Sahara und selbst gelegentliche Kondensationen des Wasserdampfes verhindern.

Das fast rechtwinklige Umbiegen der nordafrikanischen Westküste zwischen 4 und 5° N. Br. und die weite Erstreckung des Kontinents nach Westen in diesen Breiten hat zur Folge, dass das wärmere Land das ganze Jahr hindurch aspirierend auf die Luftmassen über dem Golf von Guinea wirkt und den SE-Passat als SW-Monsun in die nördliche Hemisphäre hinüberzieht, indem er auf der nördlichen Hemisphäre durch die Erdrotation nach rechts abgelenkt wird. Da nun auch weiter südlich an der Küste die Luft von dem durch die kalte Meeresströmung abgekühlten Ocean als fast beständiger Seewind landeinwärts weht und noch weiter südlich unter

dem Einfluss des oceanischen Barometermaximums in der Nähe des Wendekreises gleichfalls SW-Winde herrschen, so finden wir die ganze Westküste Afrikas, etwa von Sierra Leone an, d. i. von 8° N. Br. bis gegen 30° S. Br. hinab, von oceanischen SW-Winden beherrscht und nach Süden hinab in zunehmendem Masse abgekühlt.

Es ist leider gegenwärtig noch nicht möglich, auf Grund von Barometerbeobachtungen die Windverhältnisse des tropischen Afrika nach den ihnen zu Grunde liegenden Luftdruckverhältnissen zu untersuchen. Einerseits liegen nur von einigen Küstenpunkten regelmässige barometrische Aufzeichnungen vor, anderseits entbehren selbst diese der Vergleichbarkeit, indem manche derselben mit (unbekannten) konstanten Fehlern behaftet scheinen.

Aus der in der Anmerkung gegebenen Tabelle [1])

---

[1]) In der folgenden Tabelle haben wir alle aus dem tropischen Afrika uns bekannt gewordenen Luftdruckmittel zusammengestellt. Lado haben wir weggelassen, weil die Reduktion auf das Meeresniveau wegen der bedeutenden, nicht genau bekannten Seehöhe unsicher ist. Die Luftdruckmittel von der Goldküste, sowie die aus den Schiffsbeobachtungen im äquatorialen Atlantischen Ocean scheinen etwas zu hoch zu sein.

Mittlerer Luftdruck am Meeresniveau (red. auf 45° Breite).

	Senegambien	Goldküste	Fernando Po	St. Thomé	Chinchoxo	Loanda	St. Helena	Ostküste Sansibar	Atlantischer Ocean 20-30° W. L.	
	15° 20′ N.	5° 20′ N.	3° 46′ N.	0° 20′ N.	5° 9′ S.	8° 49′ S.	15° 55′ S.	6° 10′ S.	10—5° N.	5°—Aeq.
Dez.	757,2	57,9	57,3	57,2	57,6	58,4	63,3	56,9	58,2 *	57,8 *
Jan.	57,8	58,0	57,3	57,0	57,4	58,7	62,3	56,5 *	58,4	58,0
Febr.	57,4	57,4	57,2	56,8	57,3	58,1 *	62,1	56,6	58,5	58,2
März	56,3	57,2 *	57,5	56,7 *	57,0 *	58,7	61,8 *	56,7	58,7	57,7 *
April	56,1 *	57,4	57,0 *	56,8	57,4	58,6	62,1	57,1	58,4 *	58,0
Mai	56,4	58,3	57,6	57,7	58,0	59,4	63,1	59,3	58,9	58,2
Juni	57,0	59,8	58,1	59,5	60,1	61.3	64,3	61,0	59,6	59,5
Juli	56,8	60,9	58,4	60,2	60,9	61,8	65,2	61,2	60,0	60,8
Aug.	56,2	60,6	58,5	59,8	61,1	61,8	65,0	61,0	59,6	60,1
Sept.	56,3	59,6	58,0	59,0	60,1	61,1	64,5	60,3	59,3	59,9
Okt.	56,2	58,6	58,0	58,2	58,9	59,5	63,8	59,2	58,6	58,8
Nov.	56,0 *	58,0	57,8	57,3	57,7	58,5	63,1	57,8	58,2	58,2
Jahr	756,6	758,6	757,7	758,0	758,6	759,7	763,4	758.6	758,9	758,8

ergibt sich, dass der wahre mittlere Barometerstand in der Gegend des Aequators 758 mm ist. Der jährliche Gang des Luftdruckes an der Westküste (wie an der Ostküste) besteht darin, dass derselbe im Juni bis August (dem Winter der südlichen Hemisphäre) sein Maximum erreicht, das Minimum fällt auf die Monate Februar, März, April.

Im Sommer (und Herbst) der nördlichen Hemisphäre nimmt der Luftdruck von 16° S. Br. nach Norden hin ab, wie folgende Julimittel zeigen:

St. Helena	Loanda	Chinchoxo	St. Thomé	Fernando Po	Senegambien
16° S	8,8° S	5,2° S	0,3° N	3,8° N	15,3° N
765,2	761,8	760,9	760,2	758,4	756,8

Im Januar und Februar dagegen ist der Luftdruck am Aequator am niedrigsten.

St. Helena	Loanda	Chinchoxo	St. Thomé	Fernando Po	Senegambien
762,2	758,4	757,4	756,9	757,3	757,6

Im Juli greift der SE-Passat in die nördliche Hemisphäre über und reicht bis gegen 10° N. Br. hinauf, im Winter dringt der NE-Passat bis gegen den Aequator vor, der niedrigste Luftdruck findet sich dann in der Gegend des Aequators.

In der Gegend von St. Helena unter kaum 16° N. Br. herrscht schon ein konstant hoher Luftdruck.

Nach diesem allgemeinen Ueberblick über die klimatischen Eigentümlichkeiten des tropischen Afrika wollen wir sogleich in die Betrachtung des Klimas der einzelnen Teile desselben eintreten.

Da wir von dem äquatorialen Atlantischen Ocean in der Nähe der afrikanischen Küsten und den im südlichen Atlantischen Ocean liegenden isolierten Inseln Ascension und St. Helena gute meteorologische Beobachtungen besitzen und das Klima dieser oceanischen Gebiete mit dem der Westküste Afrikas unter gleichen Breiten viel Gemeinsames hat, so wollen wir mit einer kurzen Darstellung desselben die Klimatographie von Afrika selbst einleiten.

Das Klima über dem Atlantischen Ocean in der Gegend der tropischen Westküste Afrikas. Ueber die meteorologischen Verhältnisse des äquatorialen Atlantischen Oceans in der Nachbarschaft Afrikas existiert eine vortreffliche und höchst wichtige Monographie von seiten des Meteorol. Office in London [1]). Die mittlere Lufttemperatur beträgt zwischen 10° und 5° N. Br. 26,0°, zwischen 5° und dem Aequator 26,1° (die Meerestemperatur ist gleichmässig 26,6°). In den Breiten zwischen dem Aequator und 5° N. Br. fällt das Maximum auf März (April) mit 26,9°, das Minimum auf den August mit 25,0°; in den höheren Breiten zwischen 5° und 10° N. Br. dagegen auf Oktober (und September) mit 26,7° und Februar mit 25,2°, der Temperaturgang ist also hier schon nordhemisphärisch (ein zweites Maximum hat der Juni mit 26,2°), während er zwischen Aequator und 5° N. Br. noch südhemisphärisch ist. Die absoluten Extreme der Luftwärme waren 30,8° und 21,6°.

Der Doldrumgürtel (Kalmengürtel) durchwandert diese Region des Atlantischen Oceans zweimal im Jahr und geht in den Monaten Juli und August selbst noch über 10° N. Br. hinauf. Die kleinste mittlere Windstärke, grösste Trübung des Himmels, die grösste Luftfeuchtigkeit tritt mit dem Doldrum ein in der nördlichen Hälfte (10—5° N.) vom Juni bis November, in der südlichen während den anderen sechs Monaten des Jahres. In den mittleren Bewölkungsverhältnissen kommt diese Wanderung des Kalmengürtels in folgender Weise zum Ausdruck:

Mittlere Bewölkung

Breite	Maximum		Minimum		Jahr
10—5° N.	68 %	Juli (Aug.)	44 %	April	58 %
5—0	66	Jan. (Febr.)	43	August	55

Ueber die jährliche Regenperiode auf dem äquatorialen Atlantischen Ocean entnehmen wir einer grösseren Untersuchung von Köppen und Sprung die folgenden Resultate:

---

[1]) Monthly Charts of Meteorol. Data for Square Nr. 3. London 1874. Square Nr. 3 umfasst die Gradfelder zwischen Aequator und 10° N. und 20—30° W. L. v. Gr.

Zwischen 5° S. und 15° N. findet auf dem Ocean die Regenzeit dann statt, wenn der Kalmengürtel über oder unmittelbar benachbart dem betreffenden Gebiete liegt; es ist dies für die Gegenden nördlich von 5° N. im Sommer und Herbst der nördlichen, südlich von diesem Parallel in den gleichen Jahreszeiten der südlichen Hemisphäre der Fall. In der Nähe der Trennungslinie, und ebenso in manchen Teilen der tropischen Küstenländer des Oceans ist das Maximum der Regenhäufigkeit ein doppeltes (meist Juni und Oktober in der nördlichen, Dezember und Mai in der südlichen Hälfte der Zone) mit kurzer relativer Trockenheit dazwischen. Der Gegensatz in der jährlichen Periode der Regen nördlich und südlich von 5° N. ist ein sehr scharfer, und die Periodicität in beiden Teilen eine sehr ausgesprochene, wie die folgende Zusammenstellung der Mittelwerte für die nördliche und südliche Zone und die ganze Breite des Oceans zeigt.

Regenwahrscheinlichkeit

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
5° N. bis 15° N.											
0,19	0,09	0,14	0,02	0,28	0,50	**0,65**	0,60	0,54	**0,63**	0,44	0,34
5° S. bis 5° N.											
0,52	0,52	0,62	**0,70**	0,63	0,42	0,18	0,12	0,24	0,32	0,32	0,46

Der Umschlag in den Jahreszeiten erfolgt zwischen 4° und 5° N. Br. sehr plötzlich, ohne dass ein Gürtel vorhanden wäre, in welchem es das ganze Jahr hindurch gleichmässig regnet und trockene Monate fehlen würden. Nach der umfassenden Bearbeitung der Schiffsjournale für das Gradfeld Aequator—10° N. und 20—30° W. L. von seiten des Meteorological Office sind die Regen- und Trockenzeiten in diesem Teile des Atlantischen Oceans folgende:

N. Br.	Nasse Monate [1]	Trockene Monate [2]
10—9°	Juli—Sept.	Dez.—Juni
9—8	Juli—Aug.	Dez.—Mai
8—7	Juni—Juli, Okt.—Nov.	Jan.—Mai
7—6	Juni—Juli, Okt.—Dez.	Febr.—April
6—5	Mai—Juni, Okt.—Dez.	Febr.—April
5—4	Mai—Juni, Okt.—Jan.	Juli—August
4—3	April—Mai, Jan.—Febr.	Juli—Sept.
3—2	Jan.—April	Juni—Dez.
2—1	Jan.—Febr.	Juni—Dez.

Der äquatoriale Regengürtel fällt mit dem Kalmengürtel zusammen und liegt dem entsprechend im März

[1] Regenwahrscheinlichkeit über 0,20.
[2] Regenwahrscheinlichkeit unter 0,10.

zwischen 4° N. und 4° S., im Juli zwischen 6° und 12° N. Die Stelle, an welcher zu Ausgang unseres Winters der Regengürtel liegt, wird im Hochsommer vom Gürtel grösster Regenarmut im SE-Passat eingenommen, und ebenso diejenige, wo der Kalmengürtel im Sommer liegt, im Anfang des Frühlings vom regenarmen Gürtel im NE-Passat. Das Gebiet jenseits des nördlichen Wendekreises, wo an mehr als der Hälfte aller Tage Regen fällt, zieht sich im Sommer auf einen kleinen Raum in der Mitte des Oceans zwischen 42° und 60° N. zusammen, während es im Winter aus der Nähe des Wendekreises bis über Island hinaus reicht. Das südliche ektropische Regengebiet hingegen erleidet geringere jahreszeitliche Veränderungen und erstreckt sich im Frühling und Herbst am weitesten gegen den Aequator, während es im südhemisphärischen Sommer am meisten zurücktritt.

Nach allem diesem ist die Symmetrie zwischen der nördlichen und südlichen Hälfte des Gebiets, auf welchem die Regen mit dem wandernden Kalmengürtel fallen, eine fast vollständige, nur befindet sich der meteorologische Aequator auf dem Atlantischen Ocean unter 4° oder 5° N. Br., so dass am geographischen Aequator bereits völlig die südhemisphärische Periode herrscht. In diesem ganzen Gebiet zwischen 5° S. und 15° N. sind die Regen, wenigstens auf dem Ocean, einer ausgesprochenen Periodicität unterworfen, welche sich in grossen Teilen desselben bis zu nahezu völligem Regenmangel in gewissen Monaten steigert. Nach den Rändern des Gebietes hin nimmt die Dauer der Regenzeit und damit der gesamte Regenreichtum des Jahres ab. In der jährlichen Verteilung der Niederschläge selbst ist kein Grund gegeben, dieses äquatoriale Gebiet der Sommer- und Herbstregen von jenem der tropischen Kontinente, soweit sie den normalen tropischen Regenfall aufweisen, zu trennen, indem diese ganze Zone dadurch charakterisiert wird, dass die Regen in ihrer nördlichen Hälfte zur Zeit des nördlichen Solstitiums und der Südwärtsbewegung der Sonne fallen, in ihrer südlichen Hälfte in den entgegengesetzten Jahreszeiten, und dass in der Nähe der Trennungslinie (des meteorologischen Aequators), sowie in vielen Küstengegenden auch in weiterer Entfernung von dieser Mittellinie die lange Regenzeit sich in zwei Maxima: im Frühsommer und Herbst, gespalten zeigt. Die Dauer und Intensität der Regenzeit nimmt mit der Entfernung von der Mittellinie ab, so dass die Urwälder, die in der Mitte der Zone die Ebenen bedecken, sich nach den Rändern hin auf die Windseite der Gebirge und in die Flussniederungen zurückziehen, allein nirgends in diesem Gebiet fehlt die angegebene jährliche

Periode der Regen vollständig und das Mass ihrer Ausprägung hängt wesentlich von der Lage der betreffenden Küsten und Landschaften zu den vorherrschenden Winden jeder der beiden Jahreshälften ab. Die so charakterisierte tropische Regenzone ist auf dem Atlantischen Ocean auf etwa 20 Breitegrade reduziert, verbreitert sich aber auf den angrenzenden Kontinenten auf etwa 40 Breitegrade und darüber, indem sie namentlich nach Süden hin um nahezu 20 Breitegrade weiter reicht, als auf dem Ocean.

Auf dem Atlantischen Ocean beschränkt sich das Gebiet der tropischen Regen (beim Zenithstande der Sonne) auf den Gürtel von 5° südlicher bis 20° nördlicher Breite; jenseits dieses Gürtels bis gegen die Polarkreise hin ist über dem Ocean fast überall der Sommer die regenärmste Jahreszeit.

Von der Insel Ascension (7° 55′ S. Br.) existiert eine zweijährige Reihe stündlicher meteorologischer Aufzeichnungen. Die Insel liegt im Herzen des SE-Passats, der konstant das ganze Jahr hindurch weht. Während des Winters der südlichen Hemisphäre wird der Passat mehr östlich und seine Stärke nimmt zu. In den Monatsmitteln schwankt die Temperatur zwischen 27,1° im März und 23,4° im September, die tägliche Temperaturänderung beträgt 5,1°, die Jahresextreme liegen durchschnittlich zwischen 34,0° und 20,0°. Die mittlere Bewölkung (55%) ist ziemlich beträchtlich, der Dampfdruck beträgt 16,3 mm, die Regenmenge war bloss 84 mm, wovon im April und Juli der grösste Teil fiel.

Auf St. Helena (15° 56′ S. Br.) wurden an zwei Orten regelmässige mehrjährige Beobachtungen angestellt, zu Jamestown am Nordufer (auf der Leeseite) der Insel und auf der Hochebene von Longwood, (in 540 m Seehöhe, frei dem SE-Passat ausgesetzt). Die wichtigsten Resultate dieser Beobachtungen sind:

Ort	wärmster Monat		kältester Monat		Jahr	Mittlere Jahresextreme		Regenmenge
Jamestown	23,9	Febr., März	18,7	Aug.	21,3	29,8	15,1	135 mm
Longwood	19,2	März	14,1	Aug., Sept.	16,4	23,4	11,5	1055 „

Die Temperatur von St. Helena ist auffallend niedrig und liegt circa 3½° unter der in dieser Breite auf der südlichen Hemisphäre herrschenden Mittelwärme, sie ist

5° niedriger als auf den um mehr als einen halben Grad südlicher liegenden Fidschi-Inseln im Pacific. Es ist dies ein Effekt der aus Süden kommenden Driftströmung, welche die Westküste Afrikas so stark abkühlt.

Der SE-Passat weht konstant, Stürme kommen nur in Form einer Verstärkung des Passats vor, der im September und Oktober am heftigsten weht. Die Temperatur ist sehr gleichmässig, die absoluten Extreme von acht Jahren zu Longwood sind 25,3° und 11,1°, von circa drei Jahren zu Jamestown 31,1° und 14,4°. Die tägliche Wärmeschwankung zu Longwood ist 3,1°, in Jamestown 4,7°. Die Feuchtigkeit und Regenmenge nimmt mit der Höhe zu, unten ist die mittlere relative Feuchtigkeit 74%, oben 87%.

Webster sagt über das Wetter auf St. Helena: Im Januar fallen einige leichte Schauer, aber die Weideländereien sind vertrocknet. Im Februar kommen plötzliche und starke Regengüsse häufig vor (Donner soll aber selten gehört werden). Im März walten starke andauernde Regen vor, die im April in vermindertem Masse fortdauern. August ist der kälteste Wintermonat. Im Oktober ist die Schafschur beendigt. November und Dezember sind die Monate der Heuernte, was anormal erscheint in einem tropischen Klima. Am Kap der guten Hoffnung sind die Pfirsiche im Dezember reif, hier reifen sie nicht vor April. St. Helena liegt im Herzen des SE-Passats, der hier nahezu das ganze Jahr hindurch weht.

Die Regenmenge nimmt mit der Höhe zu. Die höheren centralen Rücken sollen kaum jemals durch 24 Stunden von Wolken frei sein. Die Ueppigkeit der Weideplätze nimmt daher auch zu, je mehr man sich von der Küste entfernt und sich über die See erhebt.

Das Klima der tropischen Westküste Afrikas. Senegambien und Sierra Leone. In der Darstellung der allgemeinen klimatischen Verhältnisse dieser Gegenden folgen wir dem besten und unterrichtetsten Kenner derselben, Dr. Borius [1]).

Das Jahr zerfällt in ganz Senegambien in zwei Perioden, die trockene und die nasse („hivernage", im Sinne von „saison mauvaise", wie im spanischen Amerika „invierno"). Die trockene Jahreszeit ist frisch und an-

---

[1]) Nach dessen neuestem Werke: Les maladies du Sénégal. Paris 1882.

genehm an allen Küstenpunkten, wo sich die kommerziellen Centren befinden. Sie ist gesund und gestattet eine leichte Acclimatisation der Europäer. Im Innern jedoch hat die Trockenheit nur während der drei Wintermonate (Dezember bis Februar) eine gemässigte Temperatur, dann kommt sogleich eine Periode unerträglicher Hitze infolge der Nachbarschaft der Wüste.

Die Regenzeit ist analog jener aller tropischen Länder, sie bedingt hier aber sanitäre Verhältnisse, welche Senegambien in den Rang der ungesundesten Regionen der Erde stellen.

Temperaturverhältnisse. Die mittlere Jahrestemperatur nimmt zu sowohl in der Richtung nach Süden, wie nach Osten gegen das Innere. Die extremen Temperaturen, die man in St. Louis beobachtet hat, 7,9 als absolutes Minimum, und 44,8 als absolutes Maximum, bezeichnen auch die Grenzen der Temperaturunterschiede, die man überhaupt in Senegambien antrifft. (Siehe die Temperaturtabelle am Schlusse dieses Abschnittes.)

Nach Süden hin werden die Temperaturschwankungen immer geringer, nach Osten werden sie excessiver, die hohen Maxima von 40° und darüber, die in St. Louis eine Ausnahme sind, werden beinahe zur Regel zu Bakel und Mac-Carthy. Der jährliche Gang der Temperatur ist ein verschiedener im Westen, Osten und Süden.

Im Norden und an der Küste (St. Louis, Gorée, Dagana) findet man nur ein Maximum, das auf den September oder Oktober fällt, und ein Minimum, das im Januar oder Februar eintritt. Weiter nach Süden aber, sowie auch im Innern des Landes treten zwei Maxima auf im April und Mai und im Oktober oder November; während der Regenzeit sinkt die Temperatur überall. Die niedrigste Temperatur tritt bis zum 11.° N. Br. in unserem Winter ein; südlich vom 10. N. Br. jedoch folgt der Gang der Temperatur schon jenem der südlichen Hemisphäre. Der thermische Aequator verläuft also hier etwa unter 10° N. Br.

Winde. Im Norden, an den Ufern des Senegal, herrscht der NE-Passat während 8 Monaten. Die See-

winde erfrischen bloss an der Küste die Atmosphäre, dringen aber nicht in das Innere des Landes ein. So wie man an der Küste nach Süden fortschreitet, verliert der Passat nicht allein an Stärke, sondern auch an Dauer, zu gunsten des SW-Monsuns. Dieser letztere aber gewinnt mehr und mehr an Dauer und Stärke. An der südlichen Grenze von Senegambien weht der SW schon während 8 Monaten des Jahres und nur während 4 Monaten weht der Passat in Abwechselung mit den Land- und Seewinden. Die NE-Winde, welche auf ihrem Weg durch die Wüste eine ausserordentliche Hitze und Trockenheit nach Dagana und St. Louis bringen, haben im Winter an den Küsten nicht mehr diese Trockenheit und glühende Hitze.

Regenzeiten. Der SW-Monsun bringt für ganz Senegambien die Regenzeit, und wie der Monsun selbst so gewinnen auch die Regen an Häufigkeit und Stärke, sowie man nach Süden hinabgeht. Die mittlere Zahl der Regentage zu St. Louis, Gorée, Dagana und längs des ganzen Laufes des Senegal ist 35, sie scheint im Oberlaufe des Senegal etwas grösser zu sein als an der Küste selbst. Hinabsteigend gegen den Aequator zählt man jährlich 48 Regentage zu Sainte Marie-Bathurst (13,4° N., 84 zu Sedhiou (12,6°), 111 zu Bissao (11,8°), 137 zu Boké (10,5°) und beinahe ebensoviel zu Sierra Leone (8,5°). Mit dieser Vermehrung der Regentage correspondirt auch eine Zunahme der Intensität der meteorologischen Phänomene, welche die Regenzeit ausmachen. Während man an den Ufern des Senegal 26 Gewittertage hat, zählt man deren 38 zu Gorée und 57 zu Boké. Die Regengüsse, welche zu St. Louis 2—3 Stunden dauern, währen am Casamance und Rio Nunez während ganzer Tage und zuweilen selbst während einer ganzen Woche beinahe ohne Unterbrechung. Die jährliche Regenmenge nimmt von kaum ½ m im Norden zu bis über 3 m im Süden.

Jahreszeiten. Es existieren in ganz Senegambien bloss zwei Jahreszeiten: die trockene und die nasse. Die erstere hat je nach der Lokalität verschiedene Namen;

zu St. Louis ist sie die kühle Jahreszeit (saison fraîche), verdient aber diesen Namen nur mehr während 3 Monaten in Bakel, während die anderen 3 Monate derselben glühend heiss sind. Es ist die gute Jahreszeit, soweit es sich um die Europäer handelt, aber nicht so für die Eingebornen. Die Regenzeit (hivernage) ist die warme Jahreszeit zu St. Louis, aber eine relativ kühle Jahreszeit zu Bakel, zu Boké und Sierra Leone. Sie ist die ungesunde Jahreszeit an allen Orten für die Europäer, aber nicht für die Eingebornen. Betrachten wir diese beiden Jahreszeiten etwas näher.

Die Regenzeit beginnt zu Gorée zwischen dem 27. Juni und 13. Juli, gegen den 20. Juni am Gambia, gegen Ende Mai am Casamance, um die Mitte Mai zu Bissao, gegen Ende April am Rio Nunez und am Beginn dieses Monats zu Sierra Leone.

Während der ganzen Dauer dieser Jahreszeit gewährt Senegambien, befeuchtet von den starken Regen, welche die Seewinde herbeiführen, einen ganz gleichförmigen Anblick in jeder Hinsicht. Die mittlere Temperatur ist überall sehr nahe bei 27° C. und die Schwankungen um diese Mittelwärme sind überall sehr gering. Die Luft ist nahezu konstant mit Feuchtigkeit gesättigt. Die Regen fallen im Ueberfluss, die Flüsse ergiessen sich über ihre Ufer und überschwemmen die Niederungen. Die Gewitter sind zahlreich, die Vegetation ist im Maximum ihrer Kraft, unglücklicherweise auch das Fiebermiasma.

Es bestehen zu dieser Jahreszeit nur minder wichtige Unterschiede zwischen den verschiedenen Teilen Senegambiens. Im Norden sind die Regen weniger häufig und ihr Maximum fällt auf den August. Im Süden gibt es einige Spuren einer Teilung der Regenzeit in zwei Perioden, so wie man sie in der Gegend des Aequators im Golf von Guinea findet, aber niemals eine Unterbrechung wie in diesen letztgenannten Gegenden. Ueberall wehen Winde zwischen SW und NW mit mässiger Stärke und wechseln mit Windstillen, die oft lange andauern. An den Küsten ist der Seewind frischer und nicht verpestet durch seinen Weg über die Sümpfe.

Dr. Borius gibt folgende charakteristische Beschreibung eines Tages während der Regenzeit, welche zugleich die meteorologischen Erscheinungen, sowie deren Einfluss auf die Europäer uns lebendig vor Augen führt. Diese Beschreibung, obgleich zunächst sich auf St. Louis beziehend, kann man für ganz Senegambien gelten lassen und im weiteren Sinne für den Zustand des Europäers während der tropischen Regenzeit überhaupt.

Während der Nacht ist die Luft durch ein Gewitter abgekühlt worden, dem ein kurzer, aber ausgiebiger Regen folgte. Die Sonne erhebt sich am Morgen inmitten von Wolken, die aber bald unter ihren Strahlen sich auflösen. Es machen sich an dem frischen und angenehmen Morgen kaum einige Windstösse aus SW fühlbar. Den Himmel durchlaufen einige leichte weisse Wolkenflocken, die fächerartig vom Horizont ausstrahlen und langsam ihre Form ändern. Einige Augenblicke nach Sonnenaufgang zeigt das Thermometer im Schatten 27° C. Unter dem Einfluss der Windstille steigt die Wärme langsam und schon um 9^h morgens ist trotz Benützung eines Sonnenschirms ein Gang eine höchst lästige Leistung. Der Boden, der noch vom nächtlichen Regen benetzt ist, ermüdet indessen die Augen noch nicht mit jenen lästigen Lichtreflexen, welche im Verein mit der Luftwärme, der hohen Feuchtigkeit und den Sumpfmiasmen eine der Ursachen ist, welche die Insolation zu dieser Jahreszeit so gefährlich machen.

Um 10^h ist trotz einer Temperaturzunahme um 2° die Hitze noch ganz erträglich und gestattet, eine gewisse Thätigkeit zu entwickeln. Die Brise von SW ist etwas stärker, aber unregelmässig und sie scheint jeden Moment einschlafen zu wollen. Es ist Mittag, das Thermometer fährt fort zu steigen. Um 1^h erreicht es 30°, die Sonne verhüllt sich zeitweilig, einige Nimbuswolken durcheilen den Himmel von S nach N, während die Richtung des unteren Windes zwischen W und SW oscilliert, aber diese Winde sind sehr schwach, zeitweilig herrscht vollkommene Windstille. Unterdes steigt die Hitze noch langsam und um 4^h zeigt das Thermometer 31°. Der Himmel ist zu drei Viertel mit Wolken bedeckt, die sich am Horizont anhäufen, die Luftruhe wird vollkommen. Die Temperatur ist jetzt ausserordentlich peinlich, und obgleich nach 4^h das Thermometer kaum noch um 0,5° steigt, so scheint sich die Hitze doch beträchtlich zu steigern; man ist erstaunt, wenn man auf das Thermometer sieht, dass eine so geringe Temperaturänderung einen solchen Einfluss hat. Der Körper bedeckt sich bei der geringsten Bewegung mit Schweiss.

Es ist 6^h, die Sonne verschwindet in den dichten Wolken, welche am Horizont angehäuft sind. Sie taucht bald unter in deren Mitte und färbt sie mit sehr auffallenden kupferroten Tinten. Die Windstille hält an. Die Temperatur bleibt hoch.

Einige Windstösse aus W oder SW gewähren kaum eine Erfrischung und dringen nicht in das Innere der Wohnungen. Man muss ausgehen oder die Terrassen besteigen, welche sich über den Wohnungen befinden, um freier zu atmen und einige Erfrischung zu verspüren von dem leichten Lufthauch, der immer seltener wird. Eine kleine schwarze Wolke zieht über uns von SW her, aber sie lässt bloss einige Tropfen fallen, zu wenig zahlreich, um den Boden zu benetzen.

Wir kehren zurück. Die Hitze in den Wohnungen ist erstickend, wir suchen vergebens nach einem Luftzug. Das Wasser, das wir, um es kühl zu halten, in porösen Thongefässen haben und das am Morgen frisch schien, scheint nun lauwarm, die Temperatur desselben ist gleich der des Wassers in gewöhnlichen Gefässen. Man braucht nicht mehr das Hygrometer anzusehen, um zu konstatieren, dass die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Der Dampfdruck ist 23 mm, und es ist diese Sättigung der Luft mit Wasserdampf, welche die an sich nicht ausserordentlich hohe Temperatur so erstickend macht.

Nichts lässt sich vergleichen mit dem krankhaften Angstgefühl, in dem sich die Europäer befinden. Unbeweglich in einem Fauteuil ruhend ist der Körper so in Schweiss gebadet, wie nach einer heftigen Anstrengung. Die Ermüdung, die man fühlt, ist aber durchaus nicht dieselbe wie nach einer Arbeit; es ist eine Schwäche in den Gliedern und namentlich in den Beinen, ein unbeschreibliches Gefühl des Unbehagens, welches jede Bewegung, jede physische oder geistige Arbeit von sich ablehnt, aber doch keinen Schlaf zulässt. Umschwärmt von Wolken von Moskitos, denen man kaum entgehen kann, sucht man vergeblich nach Luft, die zu fehlen scheint. In solchen Momenten ist es, wo der träge Gang der müssigen Stunden uns den Ueberdruss und die Leiden des Exils fühlen lässt, und wo nach dem Ausdruck eines unserer Kollegen „die Seele ihr Gefängnis verlassen und es der ersten herrschenden Krankheit überlassen will“.

Es ist 10^h, die Windstille ist vollkommen, die Temperatur bleibt noch immer hoch, das Gefühl der Ermüdung macht einer noch peinlicheren Empfindung Platz, der Kopf ist wie in einen eisernen Reifen eingeklemmt, weder Arbeit noch Lektüre ist möglich, sie würden eine Willensanstrengung benötigen, die uns entschwunden, die intellektuellen Kräfte sind noch mehr deprimiert als die physischen.

So vergeht langsam die Nacht in diesem peinlichen und krankhaften Zustand, oder es entladet sich ein Gewitter und ein reichlicher Regen, unter dessen Einfluss das Thermometer langsam sinkt und uns schliesslich doch noch das Gefühl einer wohlthätigen Erfrischung gewährt.

Man kann sich eine beiläufige Vorstellung machen von dem peinlichen Zustand, in dem man sich während der Regenzeit am Senegal befindet, wenn man sich das Gefühl des Unbehagens,

welches man in Europa kurz vor Ausbruch eines Sommergewitters empfindet, verzehnfacht denkt.

Um diese Jahreszeit sind auch die sogenannten Tornados häufig, plötzliche Gewitterstürme, am besten vielleicht als Gewitterböen zu bezeichnen, welche an der ganzen Westküste bis über den Aequator hinaus während der nassen Jahreszeit mehr oder minder häufig sind. Sie scheinen an zerstörender Kraft mit den Tornados des Sommerhalbjahrs der Vereinigten Staaten durchaus nicht vergleichbar zu sein. Allerdings brechen sie auch gelegentlich Bäume und tragen Dächer ab; aber dies geschieht selten, und man ist eher geneigt, deren Kraft zu überschätzen. Zuweilen gibt es auch trockene Tornados, stets sind sie jedoch von einer sehr merklichen Abkühlung begleitet. Zu Boké kommen die Tornados stets aus SE oder E. Sie sind am häufigsten bei Beginn und Ende der Regenzeit und werden selten im Juli und August.

Auch in Sierra Leone entstehen die Gewitter und Tornados stets über dem Lande im Osten und ziehen nach Westen auf das Meer hinaus. Sie haben zwei Maxima im Mai und Oktober.

Die trockene Jahreszeit wird durch die Herrschaft des Passats und das Fehlen der Regen bezeichnet, sehr bemerkenswert sind ferner die grossen lokalen Verschiedenheiten des Klimas, die sich nun entwickeln. Diese Unterschiede machen sich weniger in der Richtung von Nord nach Süd, als von West nach Ost bemerkbar. An der Küste ist die Trockenheit geringer, die Temperatur ist im Winter kühl und steigt nur langsam. Im Innern dagegen steigt die Temperatur rasch vom Minimum im Januar oder Februar zu einem Maximum im April oder Mai.

Der NE-Wind variirt in seinen Temperaturverhältnissen ausserordentlich nach den Jahreszeiten. Stets trocken, ist er kalt im Winter, brennend heiss im Frühjahr [1]). Die Winde aus E bis NNE sind stets kühl am

[1]) Die absoluten Extreme von St. Louis (7,9° und 44,8°) wurden beide bei starkem NE beobachtet im Dezember und April.

Morgen und glühend heiss bei Tage, namentlich im Frühjahr. Zu St. Louis hat er diese Eigenschaften noch in hohem Masse, weht aber mit Energie nur während weniger Stunden und dies nur während weniger Tage. Dasselbe ist der Fall am Gambia, Casamance, Rio Nunez und in Sierra Leone. Im Innern von Senegambien aber und am oberen Gambia sind diese glühenden Winde habituell während 3 Monaten.

Der Kontrast zwischen dem Litoral und dem Innern von Senegambien bietet noch dem Studium ein besonderes Interesse; je wärmer es im Innern ist, desto kühler ist es in St. Louis. Die Seewinde verstärken sich, je höher die Temperatur im Innern steigt, deshalb ist auch das Frühjahr zu St. Louis etwas kühler als der Winter. Weiter nach Süden beobachtet man eine solche Wechselbeziehung zwischen der Temperatur des Küstenstrichs und des Innern nicht mehr. An der niedrigen Temperatur von St. Louis und Gorée, sowie an der Verspätung des Eintrittes der niedrigsten Temperatur dürfte jedoch auch die kühle Meeresströmung, die an der afrikanischen NW-Küste nach Süden herabläuft, zum Teil die Schuld tragen.

Während der trockenen Jahreszeit, namentlich im Frühling, bringen die NE- und E-Winde aus dem Innern stauberfüllte, äusserst trockene Luft. Das trockene Thermometer zeigt nicht selten 40°, während das feuchte auf 20° oder 19° steht. In Dagana schützt man sich gegen diese Glutwinde durch Doppelfenster, wie im Norden gegen die Winterkälte. Man erhält dadurch in den Wohnungen eine Temperatur von 28—30°, während im Freien dieselbe 41° überschreitet. Wenn auch die absoluten Temperaturmaxima in St. Louis und Dagana kaum hinter jenen des Innern zurückbleiben, so treten doch die hohen Maxima viel seltener auf. In St. Louis überschreitet die Temperatur im Jahre durchschnittlich kaum 2mal 40°, in Bakel dagegen (wenigstens 1873) 42mal. Im Innern hat man nur einen Wechsel zwischen furchtbarer t r o c k e n e r und etwas gelinderer f e u c h t e r Hitze, und man weiss nicht, was man vorziehen soll.

„Dans ce pays chaque saison fait désirer la suivante,“ sagt ein Reisender.

Hagel ist im Litoral von Senegambien äusserst selten, im Innern kommen gleichfalls selten Hagelfälle vor, in den Bergen von Sierra Leone fällt häufiger und sehr grosskörniger Hagel.

Temperatur an der Westseite des tropischen Afrika.

Ort [1])	Breite	Jahres-temp.	kältester Monat		wärmster Monat	
			Senegambien und Sierra Leone, Küste			
St. Louis (5) . .	16° 1′ N.	23,7°	Jan.	20,0	Sept.	28,1
Gorée (10) . . .	14 40	23,8	Febr.	18,9	Sept.	27,9
Mbidjem (1) . .	14 55	23,9	Febr.	18,5	Okt.	28,3
Sedhiou (4) . .	12 36	26,4	Jan.	23,2	Mai	28,4
Bissao (1) . . .	11 52	26,1	Jan.	24,1	Mai	27,9
Boké (1) . . .	10 54	27,2	Jan.	24,1	April	31,0
Sierra Leone (1) .	8 29	26,8	Aug.	24,8	April	28,4
			Senegambien, Inneres			
Dagana	16° 30′ N.	25,8	Jan.	21,4	Okt.	29,5
Podor (2) . . .	16 40	28,1	Jan.	22,7	Mai	31,9
Bakel (1) . . .	14 53	28,7	Jan.	24,7	April	34,1
Médine (1) . . .	14 20	29,9	Dez.	25,2	Mai	36,4
Mac-Carthy (1) .	13 30	29,9	Dez.	25,3	Mai	34,2
			Ober- und Nieder-Guinea			
Elmina	5° 5′ N.	26,2	August	23,9	März	27,6
Christiansburg .	5 36	26,9	August	24,2	April	28,4
Fernando Po (4)	3 46	25,6	Sept.	23,6	Jan.	27,7
St. Thomé (10) .	0 20	25,4	Juli Aug.	24,3	April Mai	26,1
am Gabun (2) .	0 25	25,3	Juli	23,9	Jan.	26,1
Chinchoxo (2) .	5° 9′ S.	24,4	Juli Aug.	21,7	Febr. März	26,3
Loanda (3) . . .	8 49 S.	23,0	Juli Aug.	19,1	Febr. März	25,5
			Oceanische Inseln			
K. Verd. Ins. Praia	14° 54′ N.	24,5	Febr.	22,2	Sept.	26,6
Ascension . . .	7° 55′ S.	25,3	Sept.	23,4	März	27,1
St. Helena . . .	15° 55′ S.	21,3	Aug.	18,7	Febr. März	23,9

Man hat mit Unrecht grossen täglichen Temperaturschwankungen die Gefährlichkeit des Klimas von Senegambien zugeschrieben, der Gesundheitszustand ist gerade

[1]) Die eingeklammerten Zahlen neben dem Ortsnamen geben die Zahl der Beobachtungsjahre an.

in der feuchten Jahreszeit, wo die Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen ungemein gering sind, am schlechtesten. Borius meint im Gegenteile, dass dem Organismus des Europäers gerade diese geringen Schwankungen schädlich sind und dass man in den Tropen Orten mit grösseren Schwankungen den Vorzug geben sollte.

Regenverteilung an der Westküste Afrikas innerhalb der Tropenzone. (Regenhöhe in Millimetern.)

Ort	Praia, Santiago	St. Louis	Gorée	Sierra Leone	Gold- und Sklavenküste [1]	Fernando Po	St. Thomé	am Gabun	Chinchoxo	Loanda [2]
Breite	14° 54′ N.	16° 1′	14° 40′	8° 29′	5° 43′	3° 46′	0° 20′	0° 25′	5° 9′ S.	8° 49′ S.
Jahre	5	13	10	9	(Proz.)	4½	10	3	2	3
Dez.	18	0	0	34	5	28	78	191	53	31
Januar	1	6	0	13	1	25	107	190	189	62
Februar	1	12	2	6	5	93	121	229	120	29
März	0	0	0	16	7	**230**	**184**	**380**	**186**	34
April	0	0	0	81	13	210	116	222	104	**85**
Mai	0	6	0	206	**23**	213	129	227	54	7
Juni	0	11	21	368	17	280	22	22	0	0
Juli	12	65	103	646	6	162	0	12	0	0
August	103	**204**	**278**	715	3	282	14	30	5	0
Sept.	**136**	94	118	**751**	5	**420**	19	205	8	2
Oktober	49	13	7	567	**11**	392	126	**494**	23	4
Nov.	3	1	3	128	4	222	**150**	486	**221**	**64**
Jahr	323	412	532	3331	(100)	2557	1066	2688	963	318

[1] Mittel von Elmina, Christiansburg und Lagos, erstere haben nur 782 und 575 mm Regenfall (?), Lagos im 2jährigen Mittel 1715 mm.

[2] Im Januar 1879 fielen 184 mm, davon an einem Tag 100 mm, in den folgenden zwei Jahren war der Januar regenlos, die regelmässigsten Regen fallen zwischen März und April. Die jährliche Regensumme war 1879: 571 mm, 1880: 248 und 1881: 134 mm, also sehr schwankend.

Die täglichen Temperaturschwankungen sind selbst im Innern von Senegambien kleiner als in Frankreich. Am grössten sind sie in den Frühlingsmonaten, die mittleren Maxima der Tagesschwankung betragen zu Gorée kaum 9°, zu St. Louis 18°. Allerdings ist hier die Empfindlichkeit des Organismus gegenüber den Temperaturwechseln viel grösser als in Europa und in kälteren Klimaten überhaupt.

Das Klima der Kapverdischen Inseln schliesst sich jenem der Küste Senegambiens an, mit dem Unterschiede natürlich, dass die oceanische Umgebung die Schwankungen der Temperatur und Feuchtigkeit vermindert. Doch machen sich die Wüstenwinde gelegentlich selbst dort noch bemerkbar.

Ober- und Niederguinea. Hier ist der jährliche Wärmegang ganz südhemisphärisch, selbst nördlich vom Aequator, die Regenzeiten jedoch folgen den Zenithständen der Sonne. Die Abkühlung, welche die von Süden kommende, der Westküste Afrikas folgende Meeresströmung hervorbringt, erstreckt sich bis zum Aequator oder selbst noch etwas über denselben hinaus.

Längs den Küsten des Golfs von Guinea sind die Regenzeiten doppelt, d. h. es tritt eine Unterbrechung derselben um die Zeit des niedrigsten nördlichen Sonnenstandes ein, die kleine Trockenzeit, welche jedoch nicht jedes Jahr völlig deutlich sich einstellt. An der Elfenbeinküste währt die grosse Regenzeit von Ende März bis Ende Juli, dann tritt im August und September die kleine Trockenzeit ein, der im Oktober und November die kleine Regenzeit nachfolgt. Dezember bis März bilden die grosse Trockenzeit, doch ist kein Monat ganz ohne Regen.

Die herrschende Windrichtung ist SW, dieselbe ist besonders kräftig zur Zeit, wo die Sonne nördlich vom Aequator steht. Landwinde machen sich vornehmlich zwischen Januar und Mai fühlbar. Morgennebel sind sehr häufig und so dicht, dass man sie mit dem Londoner Nebel verglichen hat.

Der Gesundheitszustand der Europäer ist ein höchst

ungünstiger an dieser Küste, die Handelsstationen Grand Bassam, Assinie und Dabon, von denen auch einige meteorologische Beobachtungen vorliegen, sind deshalb verlassen worden. Die mittleren Jahresextreme sind 37° und 15°, die wärmsten Monate sind April (29,1°) und Dezember (28,6°), die kühlsten August, September (26,0°) und Februar (27,6°). Man zählt im Mittel 115 Regentage, die Maxima fallen auf Mai (20,5) und November (14,7), Januar und Februar dagegen haben nur je 3 Regentage.

An der Goldküste verlaufen die Regenzeiten ähnlich. Die Hauptregenzeit währt von Mai bis Anfang August, die Spätregen beginnen Ende August und dauern bisweilen bis Mitte Oktober.

Die Windrichtung ist das ganze Jahr hindurch südwestlich, morgens weht der Landwind aus NNW bis gegen 11^h, dann bis 9^h abends der SSW, ein Seewind. Die Windstärke ist morgens und abends am grössten; in der jährlichen Periode fällt das Maximum der Windstärke auf Juni bis August, das Minimum auf Dezember bis Februar.

Eine Besonderheit des Klimas ist der Harmattan, ein sehr trockener, kühler, roten Staub mit sich führender Ostwind, der zwischen November und März eintritt. Die Häufigkeit desselben ist im Mittel der Beobachtungen zu Christiansburg: November 1, Dezember 5, Januar 10, Februar 2, März 1; für die mittlere Windrichtung an Harmattantagen geben dieselben Beobachtungen folgende Werte:

7^h	9^h	12^h	4^h	9^h
N 22° W	N 12° E	S 64° E	S 34° E	S 8° E

Die mittlere Feuchtigkeit um Mittag bei Harmattan ist 47 Prozent; die Abweichung vom Mittel dieser Stunde ist — 27 Prozent. Daniels beobachtete am 5. Januar 1860 um 11^h a. m. bei Harmattan 31 Prozent.

Auf die mittlere Temperatur hat der Harmattan fast keinen Einfluss, nur sind während seines Wehens die Morgen und Abende kühler, die Mittage heisser, die tägliche Variation ist also grösser. Der Luftdruck ist höher im Mittel um 1,3 mm.

Die als Tornados bekannten, plötzlich hereinbrechenden, trombenartigen Wirbelstürme kommen fast alle aus dem Quadranten des Himmels zwischen NE und SE, nie aus jenem zwischen SW und NW. Sie bringen eine starke Abkühlung der Temperatur im Mittel um 5° C. (auch bis 12° C.) und machen das Barometer steigen.

Am Gabun ist die trockenste Zeit Juni bis Mitte September, dann beginnt die Regenzeit, die im Januar oder Februar eine kleine Unterbrechung erleidet. Die kleine Regenzeit währt von März bis Ende Mai. Eigentlich regenlos ist kein Monat. Bemerkenswert ist die fast beständige Bedeckung des Himmels während der trockenen Zeit, die Regenzeit hat im Gegensatz hierzu mehr sonniges Wetter. Dasselbe gilt von der unter gleicher Breite liegenden Insel St. Thomé.

In der Ssibange Farm (0° 25′ N. Br.) war nach Soyaux die tägliche Wärmeschwankung 7,5°, die absoluten Temperaturextreme 33,4° und 17,4°. Die Temperaturmaxima sind nicht hoch, aber die fast konstante Sättigung der Luft mit Wasserdampf macht die Maxima von 30° schon äusserst drückend. Die mittlere relative Feuchtigkeit war das ganze Jahr hindurch sehr gleichförmig: um 7^h vormittags 95%, um 2^h 75% und um 9^h abends wieder 95%; die mittlere Bewölkung war 78%, heitere Tage gab es 1881 nur 5, dagegen 164 Nebeltage; Gewittertage zählte Soyaux 79 und 32 Tage mit Wetterleuchten. Die Gewitter fehlen aber von Juni bis August inklusive ganz. Die Taufälle sind so stark, dass sie Pfützen erzeugen und messbare Niederschläge liefern. Die Moskitonetze über den Betten triefen morgens von Nässe und rheumatische Affektionen sind deshalb häufig. Der Zug der höheren Wolken (Cirri, Cirrostrati und Cirrocumuli) ist stets aus ESE bis ENE, wie auch an der Loangoküste. Die unteren Wolken richten sich nach dem Winde, und folgen bei Tag dem Seewinde, ein Beweis, dass dieser ziemlich hoch hinaufreicht.

Auf der Insel St. Thomé ist die tägliche Wärmeschwankung 6,5°, die mittleren Jahresextreme der Tempe-

ratur sind 34,0° und 17,9°, die relative Feuchtigkeit ist 81 %, der Dampfdruck 20,8°, die durchschnittliche Zahl der Regentage beträgt 77.

Zu Chinchoxo (in 5° 9′ S. Br.), wo die deutsche westafrikanische Expedition 2 Jahre hindurch meteorologische Beobachtungen anstellte, waren die mittleren Jahresextreme der Temperatur 38,2° und 14,8°, die Jahresschwankung demnach für die äquatoriale Lage sehr gross, namentlich die Minima sind relativ sehr niedrig. Die tägliche Wärmeschwankung betrug 6,4°, die relative Feuchtigkeit war im Jahresmittel (das für diese Gegenden auch recht nahe die Monatmittel darstellt) zwischen 6 und 7^h morgens 91 % und 2^h nachmittags 76 %, im Tagesmittel 85 %. Der mittlere Dampfdruck beträgt 19,3 mm. Die Trübung des Himmels ist sehr beträchtlich: 60 % im Mittel, am kleinsten im Juni mit 49 %, am grössten im September mit 76 %, heitere Tage gab es nur 23 im Jahr.

Die Winde waren um 7^h östlich, um 2^h nachmittags südwestlich das ganze Jahr hindurch. Die Seebrise setzt zwischen 9 oder 10^h als schwacher SSW ein, der sich bis Nachmittag zu grosser Heftigkeit (5 nach der zehnteiligen Windskala) verstärkt und nach Westen dreht. Während aber an der ganzen Westküste die südwestlichen Seewinde vorherrschen, trifft man im Innern des Landes den SE-Passat etwa von 18° Ostlänge an (nach Cameron).

Die ergiebigen Regen fallen fast nur bei Gewittern, welche hier wie auf der ganzen Westseite des tropischen Afrika aus dem Innern, von Osten, herkommen. Die Taubildung ist während der Trockenzeit ausserordentlich stark.

Danckelman sagt von dieser Gegend: Das Jahr zerfällt an der ganzen SW-Küste in zwei Perioden: die kühle Trockenzeit, das Nebeljahr (nach Pechuel-Lösche charakteristischer die gewitterfreie Zeit zu nennen) und die heisse Regenzeit (die gewitterreiche Zeit). Die Trockenzeit beginnt mit zunehmender nördlicher Deklination der Sonne übereinstimmend im ganzen Gebiet gegen Ende Mai und währt im Süden bis Ende

August, in Loango bis Mitte Oktober. Gleichförmige weissliche Dunstmassen verschleiern oft tagelang die Sonne und namentlich am Morgen ist das Land häufig mit dichtem Nebel bedeckt, der aufsteigend einen feinen Staubregen verursacht. Die heisse Jahreszeit zerfällt im ganzen Gebiet, mit Ausnahme der Plateauregion im Innern, wo ein solcher Unterschied nicht zu bestehen scheint, in die Zeit der kleinen und grossen Regen, getrennt durch eine kurze Trockenzeit von variabler Dauer.

Die Periode der kleinen Regen währt von Mitte Oktober bis Mitte Dezember, dann folgt die Zeit der schwachen oder ganz ausbleibenden Niederschläge bis Ende Januar und hierauf folgen dann die grossen Regen von Anfang Februar bis Mitte Mai. Man darf sich jedoch die Abgrenzungen nicht scharf hervortretend denken. Die Gewitter kommen auch an der Loangoküste aus dem Innern des Landes von Osten, sie sind sehr heftig, doch unschädlich.

Die Jahressummen der Niederschläge selbst sind südlich vom Aequator von einem Jahr zum anderen grossen Schwankungen unterworfen. An der Loangoküste wechselte die Jahressumme in den letzten 10 Jahren wahrscheinlich zwischen 20 und 130 cm, südlich vom Congo bleiben die Regen zuweilen ein Jahr ganz aus (Pechuel-Lösche).

Im Innern Angolas fallen reichliche Regen und zwar nach Livingstone von Oktober bis Mai wie in der Seenregion des Innern. An der Küste ist die Regenzeit eine doppelte. Zu St. Paul de Loanda (8° 49′) beginnen durchschnittlich die Regen im Oktober und dauern bis Dezember, Januar und Februar sind trocken, von März bis Mitte Mai tritt eine zweite Regenzeit ein. Die Resultate dreijähriger Regenmessungen (1879—81) stimmen im allgemeinen mit dieser Beschreibung, sie können aber bei der Veränderlichkeit des Regenfalles noch keine verlässlichen Mittelwerte geben. Die mittleren Temperaturextreme zu Loanda waren 31,2° und 13,7°, es fällt hierbei das relativ niedrige Minimum auf. Die relative Feuchtigkeit ist das ganze Jahr hindurch sehr hoch, auch in den

regenlosen Monaten, im Mittel 82,4, die mittlere Bewölkung ist 59% mit einer grossen täglichen Schwankung (9^h a. m. 80%, 3^h p. m. 46%).

Im Gebiete des Cuango (7—13° S. Br.) ist nach Capello und Ivens die Regenzeit eine doppelte, die Hauptregenzeit tritt ein von Februar bis April, dann folgt eine Trockenzeit (Cacimbo) bis September, im November tritt ein zweites Maximum der Regenhäufigkeit auf. Während der Trockenzeit weht ein SE- und S-Wind, die tägliche Wärmeschwankung ist dann sehr gross, die Nächte sind auf den Plateaus sehr kühl, die Tage aber heiss. Während der Regenzeit herrscht ein NW- und N-Wind und treten starke Gewitter auf.

Der Cunene (oder Kap Frio) bildet ungefähr die Grenze zwischen den spärlichen Regen an der Küste von Angola und Benguela und der fast gänzlichen Regenlosigkeit des südlicheren Küstenstriches bis zum Orangefluss. In diesem wüsten Küstengebiet wehen von September bis Januar fast konstante frische SW-Winde, von durchnässendem Nebel begleitet, welche durchschnittlich 110 km landeinwärts sich erstrecken. In den äussersten Fällen reichen sie bis Neu-Barmen (240 km). Von Februar bis Mai wehen veränderliche Winde, im Juni und Juli zuweilen starke, staubführende Ostwinde. Das Innere des Landes (Damara) hat eine Regenzeit von Mai bis Mitte November bei östlichen Winden. Der Regen fällt stets in heftigen, kurz dauernden Ergüssen und ist stets von Gewittern begleitet, welche insgesamt von Osten kommen. Der Westwind, obgleich er doch vom näheren Ocean kommt, vertreibt die Regenwolken und löst sie auf. Die Regenmenge nimmt deshalb auch nach Westen gegen das Meer hin ab. Juni bis August sind ganz trocken, vorher und nachher treten auch ausserhalb der eigentlichen Regenzeit einzelne Gewitter auf; der Regenfall ist aber im ganzen unzureichend und unregelmässig.

Gross Namaqualand (weiter südlich) hat auch nahezu dieselben Regenverhältnisse. Die Gewitterschauer kommen auch hier von Osten. Nach Süden hin wird der Regen immer spärlicher und nördlich vom unteren Orange-

fluss leidet das Land unter schrecklichen Dürren. Den südlichsten Teil des Namaqualandes erreichen schon die Ausläufer der Winterregen des westlichen Kaplandes (Danckelman).

Im mittleren Teile Südafrikas trennt die Kalahariwüste die tropischen Sommerregen von den Winterregen des Kaplandes. Doch kommen auch in der Kalahari Sommergewitter vor, die selbst im westlichen Teile derselben von Osten kommen. Die Regen sind jedoch unregelmässig und bleiben oft jahrelang ganz aus.

Die tropische Ostküste Afrikas. Das Klima der Ostküste des tropischen Afrika (ja der ganzen Ostküste Südafrikas) steht in einem direkten Gegensatz zu dem Klima der Westküste. Die Temperatur der Ostküste ist höher und dieser Wärmeunterschied beider Küsten wird nach Süden hin immer schärfer, wie folgende kleine Tabelle zeigt:

Breite	Aequator	5°	10°	15°	20°
Ostküste	26,7	26,7	26,7	26,0	25,0
Westküste	25,4	24,4	22,2	18,5	(17,4 [1])
Differenz	1,3	2,3	4,5	7,5	7,6

An dieser Abkühlung der Westküste tragen der kalte, aus Süden kommende Meeresstrom und die konstanten südwestlichen Winde die Schuld, während an der Ostküste ein warmer Strom nachSüden geht (die Mozambique-Strömung). An der ganzen Westküste bis gegen Sierra Leone hinauf herrschen SW-Winde vor; an der Ostküste dagegen treffen wir im Norden bis südlich von Sansibar einen jahreszeitlichen Wechsel des NE-Passats mit dem SW-Monsun, welcher diesen Küstenstrich eigentlich in das südasiatische Monsungebiet einreiht; weiter nach Süden hinab herrscht der SE-Passat, teilweise im Sommer der südlichen Hemisphäre durch die Erwärmung des Landes zu einem NE-Monsun abgelenkt. Während endlich die Westküste südlich vom Aequator unter dem Einfluss der konstanten SW-Winde und des kalten Meeresstromes bald regenarm oder ganz regenlos wird, ist die Ostküste,

[1] Port Nolloth (29° 14′) hat eine Jahrestemperatur von circa 15½° C., geschätzt nach 7monatlichen Beobachtungen.

wo der SE-Passat von dem warmen Meeresstrom reichlich mit Wasserdampf gespeist wird und landeinwärts wehend Gebirgsketten trifft, sehr regenreich.

Die südlichen Küsten des Roten Meeres gehören zu den heissesten Gegenden der Erde, namentlich zeichnet sich Massaua durch ausserordentliche und konstante Hitze aus. Die Temperatur des Brunnenwassers in 4—5 m Tiefe ist nach Rohlfs 34—35° C. Die Extreme der Lufttemperatur sollen 54—56° C. erreichen. Die abessinischen Gebirge erreichen dagegen mit ihren Gipfeln nahezu die Schneegrenze. Verbindet man die dreimonatlichen Beobachtungen Rüppells zu Entchetkab (13° 6′ N. Br., 2960 m Seehöhe), welche ein Sommermittel von 11,6° C. ergeben, mit der Temperatur der korrespondierenden Monate zu Aden unter nahe gleicher Breite, so erhält man eine Wärmeabnahme mit der Höhe von 0,57° für je 100 m, also den durchschnittlichen Wert derselben. Damit stimmt die Temperatur von Ankober, dagegen scheint die Temperatur von Gondar zu hoch angegeben zu sein.

In Abessinien unterscheidet man bekanntlich nach den Temperaturverhältnissen und Pflanzenregionen folgende drei Höhenstufen: die Niederungen (Kolla), die heisse tropische Region bis 1600 m und die Hochländer (Deka); auf letzteren wird die Mittelstufe von 1600—2400 m unterschieden als Woïna Deka mit einem subtropischen Klima von den eigentlichen Hochregionen bis zu 4600 m. Alle grösseren Städte liegen im Gebiete der Woïna Deka (eigentlich Weinregion).

Sansibar hat echt äquatoriale Wärmeverhältnisse. Der Temperaturunterschied des wärmsten und kältesten Monats erreicht kaum 3°, die tägliche Wärmeschwankung beträgt 4,1° und selbst die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur erreichen durchschnittlich nur 7,0°, die Jahresextreme (31,7° und 21,7°) liegen auch nur 10° auseinander, ja selbst innerhalb fünf Jahren hat man keine grösseren Extreme beobachtet als 32,6° und 20,4°. Die mittlere relative Feuchtigkeit hält sich fast das ganze Jahr hindurch bei 80%, der durchschnittliche Dampf-

druck ist 20 mm, die jährliche Regenmenge scheint grossen Schwankungen unterworfen zu sein (zwischen 400 cm und kaum 120 cm). In den fünf Jahren 1874—78 fielen bloss 155 cm an 120 Tagen. Die Bewölkung ist ziemlich hoch, 62 % im Jahresmittel, ganz wolkenfreie Tage sind sehr selten. Der Nachthimmel ist im allgemeinen klarer als der Taghimmel. Das Klima von Sansibar ist zwar konstant heiss und feucht, aber doch nicht so schlecht als sein Ruf, sagt der Beobachter Robb, der Schädlichkeit desselben lässt sich durch zweckmässige Lebensweise sehr wirksam begegnen. Man kann dann ungestraft einige Jahre in Sansibar aushalten, aber nach drei Jahren ist für den Organismus des Europäers eine Erfrischung in einem besseren Klima notwendig, wenn er dienstfähig bleiben soll. Dies bezieht sich auf die Stadt selbst, vom Innern der Insel dagegen, wo die Vegetation sehr üppig ist und das Malariagift konstant sich entwickelt, kann dies nicht gelten. Die benachbarte Küste des Festlandes ist äusserst gesundheitsgefährlich fast das ganze Jahr hindurch, nur die Monate Februar und März sind etwas besser. Reisende sollen so schnell als möglich die Küste hinter sich lassen und baldigst das höhere und gesundere Inland Ostafrikas zu erreichen suchen.

Zwischen Sansibar und Natal liegen keine weiteren Beobachtungen vor als die einjährigen zu Tété am Zambesi, 400 km landeinwärts von der Küste in 60—90 m Seehöhe. Das Jahresmittel der Temperatur war hier 26,7°, die höchste Temperatur mit 37,8° wurde im November beobachtet, ein Minimum von 18,3° im Winter mehrmals. Die relative Feuchtigkeit erreichte gegen das Ende der Regenzeit im April ihren höchsten Mittelwert mit 79 %, ihren geringsten am Ende der Trockenzeit (September und Oktober) mit 51 %, das Jahresmittel (aus 9^h a. m. und 3^h p. m.) war 62 %. Weiter im Innern des Landes wurde schon in einer Seehöhe von kaum 1200 m im Winter Reif beobachtet und Temperaturminima von —4°, während in der heissen Jahreszeit die Temperatur täglich zwischen 13° und 38° schwankte, der Taupunkt bei 3,3° lag und die Erdoberfläche in der Sonne sich bis zu 58° erhitzte.

Die Regenzeiten und vorherrschenden Winde an der Ostseite des tropischen Afrika. An der Küste von Massaua beginnt die eigentliche Regenzeit Ende November und dauert bis April; doch fallen auch im August und Oktober einige Regen. Keren hat Aprilregen; dann tritt eine Pause ein bis Mitte Juni, eine zweite Regenzeit beginnt, die bis Ende August währt, im September fallen nur vereinzelte Regen. Im Juli gibt es täglich starke Gewitter aus E und SE. Die Winde aus W und SW bringen wenig Regen. Steudner veranschlagt die jährliche Regenmenge auf circa 70 cm. Zu Itetschan (14° 17′) wurden 1841 von April bis September 78 cm Regen gemessen.

Den Zusammenhang zwischen Windrichtung und Regenfall im südlichen Teile des von Gebirgen eingeschlossenen Roten Meeres erläutern folgende Bemerkungen von Brenner: Beobachtet man am Abend in der Richtung NE Wetterleuchten, so ist mit Sicherheit am anderen Tag auf starken S zu hoffen; steht anderseits eine Wolkenschicht in SW über den Gebirgen Abessiniens und erfolgt dort Wetterleuchten, so kann man für den folgenden Tag auf N rechnen.

Das nördliche Abessinien. Im Thal des Takazie beginnt die Regenzeit gegen den April, aber im Juni nehmen die Regen wieder ab. Im Juli sind die Morgen in der Regel schön, gegen Mittag bedeckt sich der Himmel, während die E- und SE-Winde die Wolken vom Roten und Indischen Meere über den Gipfeln der Berge sammeln. Gegen 2^h rollt der Donner, der Wind wird stärker, der Regen fällt in Strömen, zuweilen begleitet von einer ungeheuren Hagelmasse. Im August regnet es wieder zu jeder Stunde, oft den ganzen Tag. Diese Regenzeit endet stets mit dem September. — Auch in Fazokl beginnt die Regenzeit Ende April und dauert bis September. Auf den Hochebenen fangen die grossen Regen im Juli an und enden im Oktober; aber schon im April beginnt die „Azmera“, die Zeit der intermittierenden Regen.

In den höheren Strichen ist der Regenfall kontinuierlich und Hagel und Donner sind häufig.

Die Flüsse sind in der Regenzeit bis zum Rande gefüllt, alle Verbindungen sind unterbrochen. Das ist der

Winter Abessiniens. Man findet in den Dekas überall Eis auf den Bächen und Schnee bedeckt die höchsten Gipfel [1]). Nach Ferret und Galinier bleibt der Schnee zur Zeit der grossen Trockenzeit in 4400 m liegen, während der Regenzeit steigt er bis 3500 m herab. Dies ist die untere Schneegrenze in Abessinien (Klöden).

Im Hochland Südabessiniens hat das Jahr zwei Regenzeiten, eine längere vom Juli bis September, auf welche kühle Witterung folgt, und eine kürzere, Februar und März, nach welcher der Sommer eintritt, doch auch dieser ist nicht frei von kurzen Schauern, und die Menge des nächtlichen Taues in der trockenen Jahreszeit kommt einem ziemlich starken Regen gleich.

Während eines ganzen Jahres wurde zu Ankobar, der Hauptstadt von Schoa, welche auf einem Kegelberg, 2500 m über dem Meere, nach N und E frei, nach W und S etwas gedeckt gelegen ist, als Minimum 5°, als Maximum 20,5° beobachtet. Die Differenz der extremen Monate war 5,5°. Es gab 114 Regentage, wovon auf den Juli 28, auf den August 26 und auf den September 13 kamen. Von September bis November herrschten N-, von Dezember bis Juni E-Winde, im Juli und August gab es Stürme aus SE bis SW. Der meiste Regen fällt bei Nacht; in der Regenzeit beginnt das Gewitter um 6^h abends und nimmt bis Mitternacht an Stärke zu, gegen Morgen wird es zu einem mässigen Regen, der nach Sonnenaufgang aufhört; dichter Nebel lagert sich um die Mittagsstunden um alle Höhen und steigt rauchartig aus den Thälern auf. Furchtbar rollende Donner bezeichnen den Eintritt und das Wachsen des Gewitters (Roth, Naturverhältnisse in Südabessinien).

An der Somaliküste fallen (nach Haggenmacher) Winterregen (Dezember bis Ende März), die nicht tropischen Charakter tragen, sondern mehr landregenartig nach kurzen Gewittern auftreten. Die Regen im Hochlande beginnen Ende März, spätestens Anfang April; Südwinde bringen meist heftige Gewitter, andauernde

---

1) Steudner zweifelt daran, dass Schnee fällt, er meint, die Berge seien bloss vom Hagel weiss, der zusammengefroren lange liegen bleibt.

Nordwinde Landregen. Von Anfang April bis Ende Juli fallen starke Regengüsse über dem ganzen Somalilande. diese Zeit heisst „Ga“. Von Juli bis Oktober sind die Regen spärlich oder lokal, der Himmel ist aber bewölkt, diese Zeit heisst „Haga“. Von Oktober bis November fallen die Regen mehr im westlichen Teil des Landes, von November bis Januar im Südosten. Für das Hochland sind die Monate Januar bis Ende März die Trockenzeit, sein Sommer „Djilal“, während im Tiefland Regen fällt. Auch die Insel Sokotra hat zwei Regenzeiten, im Juni und im Januar [1]).

Das nördliche Somaliland hat also zwei Regenzeiten, eine grosse von April bis Juli oder August, und eine kleinere von Oktober bis Dezember. In der Gegend des Aequators, in den Galländern, beginnt die erste Regenzeit im April und währt bis Ende Juni, die zweite Regenzeit fällt auf September und Oktober, doch ist sie an der Küste selbst nur durch bedeckten Himmel bezeichnet. Der NE-Monsun setzt ein zu Anfang November und der Himmel bleibt beständig blau bis zum März, wo Westwinde zu wehen beginnen und die Land- und Seewinde an der Küste herrschen. Hierauf stellt sich der SW-Monsun ein mit Regenböen.

Von Mombas und Sansibar besitzen wir 6- und 8jährige Regenmessungen und genaue klimatische Beschreibungen. Auch hier ist die Regenzeit eine doppelte und tritt ein nach den beiden Durchgängen der Sonne durch den Zenith.

S a n s i b a r hat zwei Jahreszeiten von ungleicher Dauer, welche am besten durch die vorwiegenden Winde bezeichnet werden, weniger exakt durch die sogenannten

---

[1]) Ueber das Klima von Sokotra sagt Professor B a l f o u r (Report of Brit. Assoc. 1881): Während des NE-Monsun von Oktober bis April ist es kühl. Januar und Februar sind die angenehmsten Monate. In der übrigen Zeit des Jahres ist das Klima sehr unangenehm. Regen fällt zweimal im Jahr während der Monsunwechsel, zu welcher Zeit die Flussläufe sich in mächtige Ströme verwandeln. Die mittlere Temperatur der Niederungen ist im Januar circa 21°, in den heissen Monaten jedoch bis 30°. Auf dem Plateau geht die Temperatur bei Nacht oft bis zu 10° herunter. Die Berge sind während der kühlen Jahreszeit häufig in Wolken gehüllt und bei Nacht fällt sehr starker Tau. Auf den Bergen ist das Klima gesund, aber in den Niederungen herrscht Fieber, namentlich während der Monsunwechsel.

grösseren und kleineren Regen. Die Ankunft der Regenzeit korrespondiert mit den Zenithständen der Sonne (4. März und 9. Oktober). Die „grösseren" Regen (masika der Suaheli) fallen im März, April und Mai mit einem Maximum im April, dann tritt eine Regenpause ein bis Ende Juni. Zu Anfang Juli fallen die Nachregen in einzelnen heftigen Güssen; sie sind für die Feldfrüchte von Wichtigkeit. Dann folgen mehrere Monate mit wenig Regen. Die „kleineren" Regen (vuli) währen von Mitte Oktober bis zum Ende des Jahres. Der trockenste Monat ist der September, aber kein Monat ist regenlos. Die Monsunwinde folgen sich in ziemlich regelmässigen Intervallen, doch variieren sie etwas von Jahr zu Jahr nach Stärke und Dauer. Im allgemeinen wehen südliche Winde mehr oder minder stetig von Beginn des Mai bis Oktober. Der NE-Monsun macht sich zuweilen schon nach dem südlichen Durchgang der Sonne durch den Aequator bemerklich, erlangt jedoch seine volle Kraft erst nach Mitte Dezember. Er bringt Wärmezunahme, niedrigen Luftdruck und erhöhte Feuchtigkeit. Das Gegenteil hiervon kennzeichnet den SW-Monsun, der kurz nach dem zweiten Zenithstand der Sonne (4. März) eintritt und anfänglich noch von Stillen begleitet ist, von Ende März an jedoch drei Monate hindurch fast ununterbrochen ziemlich frisch weht. Im Juli und August aber flaut der SW schon wieder für einige Wochen zur leichten Brise ab und lässt für einige Stunden auch schwache nördliche Lüftchen aufkommen; im Oktober weht er nur noch mit geringer Stärke, gemischt mit vielen Kalmen, die im November immer mehr überhand nehmen und Ende des Monats schon dem NE-Monsun Platz machen. Der SW-Monsun herrscht demnach während sieben Monaten, zwei Monate (März und November) sind Uebergangsmonate und nur drei Monate (Mitte Dezember bis Mitte März) gehören dem NE-Monsun an. Die Intervalle zwischen den Monsunen werden charakterisiert durch variable Winde und Kalmen, und es ist während dieser doppelten Jahreszeit, bekannt unter dem Lokalnamen Tanga Mbili („die zwei Segel"), wo der lebhafteste Handel zwischen Sansibar

und der Küste des Festlandes stattfindet, denn nur dann ist es den Barken der Eingebornen möglich, eine begrenzte Distanz nach Nord und Süd von Sansibar weg zu segeln. Während dies die Zeit für den Lokalhandel, regulieren die periodischen Monsune die Richtung des Seehandels mit mehr entfernten Handelsplätzen, wie Indien, dem Persischen Golf, Arabien und dem Roten Meer in einem nördlichen Kurse, Madagaskar, den Comoren und den portugiesischen Besitzungen Ostafrikas in einer südlichen Richtung. In diesem Sinne haben diese Monsune auch den wichtigsten Anteil an der Verbreitung epidemischer Krankheiten, wie Christie gezeigt hat.

Weiter nach Süden verkürzt sich die Regenzeit immer mehr und zu Tété am Zambesi ist der Winter schon völlig regenlos; die Regenzeit umfasst die Monate November bis März, die Jahressumme des Niederschlags zu Tété betrug bloss 85 cm. (Siehe die Tabelle.)

Ueber das Klima zu Inyati (19° 35′ S. Br., 29° E. L., 1300 m Seehöhe) gibt Thomas (in dem Buche „Eleven years in Central South Afrika“, London 1873) einige Mitteilungen. Der Wind ist vorherrschend SE, zuweilen weht er drei Tage mit grosser Heftigkeit. Die Temperatur ist dann nicht besonders hoch; kurz vor dem Eintritt der Regen (im September und Oktober) werden die Blätter gelb, alles verdorrt und es stellt sich grosse Hitze ein. Solange der SE weht, tritt kein Regen ein, wenn aber der Wind nach N oder W geht, ist nasses Wetter im allgemeinen die Folge. Die Regenzeit kündet sich durch Gewitter am Horizont an. Die Gewitter sind von grosser Heftigkeit, aber kurzer Dauer; Hagel ist selten. Die Regenzeit währt von November bis März, April bis Oktober sind trocken. Es sind zwei Regenzeiten zu unterscheiden, die Frühregen und die Spätregen. Mit Ausnahme von gelegentlichen leichten, landregenartigen Schauern sind alle Regen Gewitterregen. Der Sommer hat deshalb sehr veränderliches Wetter und ist nicht gesund, die Temperaturveränderungen sind sehr gross und betragen oft in wenigen Stunden 30—35° C. Fieber und rheumatische Beschwerden treten deshalb auf.

Im Winter ist der Sternenhimmel von prachtvoller Klarheit, im Sommer ist der Himmel dagegen fast immer bedeckt.

„An dem Liambye (17° S. Br.) sagt Livingstone, treten wir (von Süden kommend) in die Region der tropischen Regen ein, die hier sich einstellen, sowie die Sonne über diese Zone nach Süden geht, im Oktober und November. Erreicht sie den Wendekreis des Steinbocks im Dezember, so tritt wieder Trockenheit ein, kehrt sie wieder nach Norden zurück im Februar, März und April, so haben wir die grossen Regengüsse des Jahres und die Ebenen, die im Oktober und November gut befeuchtet waren, werden jetzt übersättigt und ergiessen jene Fluten klaren Wassers, welche die Ufer des Zambesi überschwemmen.“

Zwischen dem Nordrand der Kalahari und dem Liambye (17° S. Br.) findet man im Innern eine Uebergangszone von der trockenen Region im Süden und der überaus feuchten im Norden. Namentlich im Frühling leidet das Land oft ausserordentlich an Dürre. Die Regenzeit fällt auch hier in die Zeit von September bis April, ihr Eintritt ist aber noch nicht so bestimmt, wie weiter im Norden.

Die Sommerregen herrschen demnach auf der ganzen Ostseite Afrikas und zwar bis zur Südspitze und im Innern bis gegen die Westküste. Diese letzteren Verhältnisse werden in dem Abschnitt über das Klima der südlichen gemässigten Zone noch eine speciellere Darstellung finden.

Madagaskar hat seine Regenzeit im allgemeinen gleichfalls von Oktober oder November bis April; von April bis Mitte November weht der SE-Passat mit kühlerem Wetter. Mitte November, beim Monsunwechsel, treten grossartige Gewitter auf. Die beiden Seiten Madagaskars bieten aber grosse Unterschiede dar in Bezug auf Regenmenge. Auf der Ostseite schlägt auch der SE-Passat seine Feuchtigkeit an den dichtbewaldeten Berghängen nieder und weht dann trocken und frostig über das an 1300 m hohe Centralplateau. Das Innere und die Westseite sind deshalb viel trockener als die Ostseite.

Auf den Comoren fällt die Hauptregenzeit auf Januar bis April, September und Oktober bilden die kleine Regenzeit, es ist jedoch der Gebirge wegen kein Monat regenlos. Der NE-Passat tritt hier circa 14 Tage später ein als zu Sansibar (Hildebrandt).

Beobachtungen, die während 14 Monaten zu Mahé auf den Seychellen angestellt wurden, ergaben eine jährliche Regenmenge von 276 cm. Die meisten Regentage fallen auf Dezember und Januar, ein zweites Maximum tritt im Mai ein, die trockensten Monate sind August, September und Oktober. Das Jahresmittel dürfte 26,0° C. sein, die absoluten Extreme waren 31,0° und 22,2°. Die wärmsten Monate sind April und Oktober, die kühlsten Juli und Januar.

Ueber das Klima der Insel Mauritius liegen die vortrefflichen Beobachtungen vor, die unter der Leitung von Meldrum angestellt worden sind. Da der Beobachtungsort mehrfach gewechselt hat, sind auch die Jahresmittel der Temperatur verschieden ausgefallen. Zu Port Louis (20° 10′ S. Br., 9 m Seehöhe) ist das Jahresmittel 25,1° (am neuen Albert-Observatorium [20° 6′ S. Br., 55 m Seehöhe] ist die Mitteltemperatur 23,6°), die absoluten Temperaturextreme (von 7 Jahren) waren 32,2° und 17,1°, die mittlere relative Feuchtigkeit war 71 % ziemlich gleichmässig über das ganze Jahr verteilt, die durchschnittliche Bewölkung ist 47 % (Februar 59 %, Juni 40 %). Gewittertage gibt es jährlich über 26, fast alle fallen auf Januar bis April; die durchschnittliche Regenwahrscheinlichkeit ist 0,35, das Maximum fällt auf den Februar mit 0,59, d. h. unter 10 Tagen gibt es dann 6 Regentage, im Oktober dagegen nur 2 (Regenwahrscheinlichkeit 0,21). Die vorwiegende Windrichtung schwankt von Dezember bis April zwischen ESE und NE, von Mai bis November zwischen SE, ESE und E. Die Regenzeit umfasst Dezember bis März, September und Oktober sind am trockensten.

Eine Schattenseite des sonst so angenehmen Klimas von Mauritius sind die Orkane, welche die Insel zuweilen heimsuchen und dann grosse Verheerungen anrichten.

Sie treten durchschnittlich 1—2mal im Jahre auf, nur in wenigen Jahren fehlen sie ganz. Meldrum hat es wahrscheinlich gemacht, dass die Frequenz dieser Cyklonen der Sonnenfleckenperiode folgt und dass ihr Maximum mit dem Maximum der Sonnenflecken zusammenfällt.

Die „Mauritiusorkane“ treten im Sommer der südlichen Hemisphäre auf. Von 53 Orkanen in 25 Jahren kamen je 15 auf Februar und März, 9 auf den Januar, 8 auf den April und 6 auf den Dezember.

Sie entstehen meist zwischen 8—12° S. Br. und nehmen einen sehr regelmässigen Verlauf. Zunächst verfolgen sie die Richtung ENE nach WSW, bis sie in die Gegend des 20. Breitegrades kommen, von wo ihre Richtung südlicher wird. In der Nähe des Wendekreises des Steinbocks biegen sie nach S und später nach SSE und SE um, bis sich diese Wirbel in 28—30° S. Br. und 45—50° E. L. auflösen und gänzlich verschwinden.

Klima von Innerafrika. Wir besitzen nur wenige zusammenhängende meteorologische Beobachtungsreihen aus dem Innern Afrikas, dagegen ziemlich gute Nachrichten über den Verlauf der Witterung im allgemeinen, namentlich über den Eintritt der Regenzeiten, welche ja bei dem sonst gleichförmigen Gange der Witterung in diesen Breiten das wichtigste meteorologische Ereignis bilden.

Die Hauptergebnisse der Temperaturbeobachtungen findet man tabellarisch zusammengestellt. Die höchste Luftwärme findet sich nördlich vom Aequator, wo in der Gegend von Chartum (15½° N. Br.) die auf das Meeresniveau reduzierte Jahrestemperatur 30—31° C. erreicht, und nur wenig niedriger ist jene von Kuka mit etwa 29,5°. Ladó und Rubaga geben für die Aequatorialregion 28—29°. Die höchste Sommertemperatur hat Chartum (Juni circa 36° im Meeresn.). Auf den Hochebenen der Seenregion ist die jährliche Wärmeschwankung in den Monatmitteln gering, etwa 2°, die absolute Schwankung aber ziemlich bedeutend, die Extreme zu Rubaga am Victoria Nianza (5,6° N. Br.) waren 34,5° und 10,0° (Juli). Dr. Emin sagt vom Juli und August (1876), die Nächte seien in

dieser Jahreszeit „furchtbar“ kalt. SE- und S-Winde herrschen vor, nur im Januar und Februar machen sich auch die N- und NE-Winde bemerklich.

Zu Ladó (Gondokoró) am oberen Nil steigt das ganze Jahr hindurch die Temperatur nachmittags auf 30° und darüber, während die durchschnittlichen Minima nur 21° betragen; die absoluten Extreme waren 40,5° und 19,7°. Die Temperatur erreicht ihr Maximum gegen Ende der trockenen Zeit im Februar und März mit einem Monatmittel von 29,0°, zugleich erreicht die Feuchtigkeit ihr Minimum mit 50 % (um 2^h 32 %) im Januar und Februar. Während der Regenzeit ist die Luft mit Feuchtigkeit nahe gesättigt. Die Jahresmittel der Feuchtigkeit sind: 7^h 83 %, 2^h 54 %, 9^h 75 %. Der mittlere Dampfdruck ist 18,4 mm. Die mittlere Bedeckung des Himmels mit Wolken ist 51 % (Minimum Dezember 32 %, Maximum Juni 72 %).

Der meteorologische Aequator scheint schon etwas nördlich von Ladó (das unter 5° 2′ N. Br. liegt) zu verlaufen, denn die südlichen Winde sind das ganze Jahr hindurch sehr häufig und auch der jährliche Wärmegang folgt dem der südlichen Halbkugel. Die folgenden Zahlen weisen specieller nach, dass während der nördlichen Deklination der Sonne die S-Winde vorwiegen, während der südlichen Deklination dagegen die N- und NE-Winde, aber auch dann noch sind die S-Winde häufig.

Häufigkeit der Winde in Prozenten.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
April—Sept.	1	5	3	**14**	**25**	**36**	7	9
Okt.—März	**25**	**24**	7	16	5	12	8	3

Von Kuka am Tschadsee haben wir ausser den älteren meteorologischen Beobachtungen Denhams die neueren von Rohlfs und Nachtigal, welche uns ein gutes Bild über das Klima der westlichen Seite des nördlichen äquatorialen Afrikas geben. Die Temperaturdifferenz der extremen Monate ist 11°, die Monatsmaxima überschreiten auch in der kühlen Jahreszeit 30°, die Minima gehen dann bis zu 15—14° herab. Als höchste Temperatur ist 38,6° beobachtet schon vor Beginn der

heissesten Zeit (aus der mir keine Angaben über die Maxima vorliegen), die tägliche wie die monatliche Wärmeschwankung ist während der trockenen Zeit ziemlich beträchtlich (tägliche Amplitude 10—12°, monatliche 17—20°).

Wir stellen nun die Berichte über die Regenzeiten und den allgemeinen Witterungsverlauf im Innern Afrikas zusammen.

Vom oberen Nilthal sagt Schweinfurth, dass in der Thebaide die nördlichsten Ausläufe der tropischen Regen im April und Mai in Form von Platzregen mit Gewittern anzutreffen sind. Die Regen bleiben hier aber oft ganz aus. Regelmässig werden dieselben erst nördich von Neu-Dongola. Er nimmt den 25.° N. Br. als die Südgrenze der Winterregen und die Nordgrenze der Ausläufer der südlichen Sommerregen an.

In Gallabat, Gedaref und Senaar beginnen die Vorregen Ende April, die eigentliche Regenzeit (el Kharîf) beginnt Ende Juni und währt bis Ende September, die regenlose Periode umfasst Oktober bis April.

Sehr bemerkenswert ist, dass hier in der Regenzeit die Regengüsse nur nach Sonnenuntergang bei heftigen Gewittern und starkem Sturmwind eintreten [1]). (Auf 100 Gewitterregen kommen nur 7—8 bei Tag vor.) Die Gewitter kommen aus E und SE. Von Ende Oktober bis Ende März wehen konstante N-Winde bei trockenem Wetter.

In Chartum umfasst der Kharîf in Form von Gewitterstürmen, die stets aus E und SE kommen, nur die Monate Juli bis September, gelegentlich fallen auch schon im Mai einige Schauer. Nach dem Kharîf beginnen die kühlen N-Winde, die bis März konstant wehen und oft eine solche Kühle bringen, dass man bei einer Temperatur von 10—12° C. morgens und abends einen Mantel recht gut vertragen kann (Hansal). Die Trockenzeit dauert drei Vierteljahre. Als Temperaturmaxima hat Russegger

---

1) Steudner, Hartmann und Schweinfurth geben übereinstimmend an, dass hier die Gewitter nur bei Nacht eintreten — in den Gebirgen Abessiniens treten sie jedoch nachmittags ein.

hier Ende April 2mal 46,6° C. beobachtet. Die tägliche Wärmeschwankung ist in der trockenen Zeit sehr beträchtlich (14—16° C.).

In Darfur währt (nach Browne) die Regenzeit von Mitte Juni bis Mitte September, nach derselben entwickelt sich eine üppige Vegetation.

Pruyssenaere gibt nach seinen Beobachtungen für die Gegend am oberen Nil (zwischen 6—9 1/2°) eine mittlere Temperatur von circa 28,6° an. Die ersten Regen fallen am Kir (Bahr el Abiad) zwischen dem 1. und 20. März. Um die Nachtgleiche machen die konstanten N-Winde den südlichen Winden Platz. Die Regenzeit beginnt am 15. Mai, sie erleidet zur Zeit des nördlichsten Sonnenstandes eine Unterbrechung, verstärkt sich jedoch wieder im September und endet mit Oktober. Die 4 Monate November bis Februar bilden die trockene Jahreszeit. Die Regensumme beträgt circa 314 cm. Hagel fällt selten, doch hat Pruyssenaere Hagel zu Chartum und Rosaires erlebt.

Die N- und NE-Winde wehen im November, wo sie in Chartum schon herrschend sind, noch nicht unter 12° N. Br. Im Dezember aber herrschen sie auch am Kir, im Januar und Februar wehen sie stark und konstant. Im März beginnen variable Winde aus E und S, bis dann der SE- und S-Monsun mit voller Stärke bis Ende September weht. Doch erreichen die S-Winde nicht die Stärke und Beständigkeit der N- und NE-Winde des Winters.

Zu Ladó (5° N.) umfasst die Regenzeit die Monate April bis September mit zwei Maximis im April und Mai, August und September. Die trockensten Monate sind Dezember bis Februar. In Rubaga (5° S.) am Nordufer des Victoria Nyanza und an den Nilseen überhaupt regnet es das ganze Jahr ziemlich gleichmässig mit zwei Maximis im Oktober und April. Die jährliche Regenmenge ist circa 127 cm. Wir befinden uns hier in einer äquatorialen Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten, welche sich bis zum Südufer des Victoria Nyanza zu erstrecken scheint.

Am Bangweolosee (11° S.) währt nach Livingstone die Regenzeit von Oktober bis Mai, die jährliche Regenmenge beträgt circa 117 cm, wie überhaupt die Regenmenge im äquatorialen Afrika nicht sehr gross zu sein scheint. Zu Bambarre zwischen dem nördlichen Teil des Tanganyika und dem Lualaba begannen (nach Livingstone) die Regen Ende Oktober und hörten auf im Juli, die Regenmenge betrug 147 cm. Auf der Wasserscheide zwischen den Zuflüssen des Nyassa- und Loangwabassins setzten die Regen Ende Oktober ein und währten bis Mitte Mai. Zwischen Zambesi und Congo beobachtete Livingstone den Beginn der Regen Mitte Oktober und ihr Aufhören Ende April. Noch weiter südlich im Zambesithal ist die Regenzeit ähnlich, im Dezember und Januar, wenn die Sonne am südlichsten, soll eine Unterbrechung der Regen eintreten, im Februar und März wieder eine Zunahme. Zu Inyati (Matebele) — 19° 35′ S., 29° E., 1300 m Seehöhe — währt die Regenzeit von Oktober bis März, doch scheidet sich die Regenzeit in die frühen und späten Regen. Von April bis Oktober herrscht der SE und bringt Trockenheit; wenn der Wind nach N oder W geht, beginnt nasses Wetter. Am Limpopo und in Transvaal währt die Regenzeit gleichfalls von Oktober oder September bis April, im Winter fällt wenig oder gar kein Regen. Das Flachland zwischen der Sofala- und der Delagoabai ist nach Erskine fast ganz regenlos, der Himmel bedeckt sich zwar tagsüber mit Wolken, sie spenden aber der Niederung bloss Schatten, jedoch keinen Regen.

So ist im ganzen die Regenverteilung sehr regelmässig, indem überall Sommerregen fallen, nur verkürzt sich die Regenzeit weiter nach Süden und die Regenmengen nehmen ab.

Vom westlichen Teile Innerafrikas haben wir, Bornu ausgenommen, nur unzureichende Beobachtungen über die Regenzeit und das Klima überhaupt.

Während der Oberlauf des Niger noch in dem Gebiet längerer tropischer Regen von Juni bis Oktober liegt, verkürzt sich nach Norden die Regenzeit und

zu Timbuktu fallen nur im August und September spärliche Regen. In den Meridianen von Bornu liegt nach Rohlfs die Südgrenze der eigentlichen Wüste unter 18½°. Dann folgt die Titumna oder die grosse Steppe und unter 15½° beginnt der grosse Mimosenwald, der den Uebergang zur Waldlandschaft des Sudan bildet.

In Borku macht sich nach Nachtigal die Regenzeit des Sudan im Juli und August durch Wolkenbildung und grössere Luftfeuchtigkeit fühlbar; zuweilen, doch selten, kommen auch Regen von Süden herauf.

In den Gebirgen von Tibesti sind die Regen reichlicher, ebenso auch in Air; Gebirgslandschaften ziehen die tropischen Regen viel weiter nach Norden bis zum und über den 20. Breitegrad.

Durchschnittlich kann man mit Fischer den Beginn der tropischen Sommerregen, Regen beim Zenithstand der Sonne, im nördlichen Afrika bei 17° N. Br. annehmen, der Gürtel mit reichlichen Sommerregen beginnt jedoch erst einige Grade weiter südlich. Natürlich schwanken diese Grenzen von einem Jahr zum anderen mehr oder weniger und es können die Sommerregen des Sudan gelegentlich ziemlich weit nach Norden in die Sahara vordringen. Selbst in Murzuk (26° N.) sind schon Sommerregen gefallen und haben daselbst an den üblichen Lehmhäusern arge Verwüstungen angerichtet.

Rohlfs gibt uns folgende Schilderung des Klimas von Kuka[1]) (Bornu):

Die Regenzeit dauert in Bornu ungefähr 4 Monate, indem die eigentlichen Regen im Juni beginnen und bis Mitte oder Ende September anhalten. Der Wind der unteren Regionen ist während der Regenzeit immer SW, Regen und Gewitter kommen indes, gegen den unteren Wind, aus SE, selten aus E. Die Temperatur um Sonnenaufgang zu dieser Zeit war im Mittel 23°, um 3^h nachmittags 34°, die relative Feuchtigkeit sehr hoch. Die Bornuer nennen diese Jahreszeit „ningeri", während derselben bebaut man die Felder und macht die hauptsäch-

[1]) Seehöhe circa 260 m nach Nachtigals mit einem Quecksilberbarometer in Kuka selbst verglichenen Aneroid. Mittlerer Luftdruck 736 mm.

lichsten Ernten, denn die „Argum", ferner Reis, Bohnen etc. reifen um diese Zeit. Bornu, wie überhaupt ganz Innerafrika, ist um diese Zeit ein Park; die Ueppigkeit des Grüns, der Reichtum an Pflanzen, Blumen und Tierleben übertrifft alle Beschreibung.

Wenn man um diese Zeit Bornu aus der Vogelperspektive betrachten könnte, so müsste es als ein grosses Meer, eins mit dem Tschadsee erscheinen, vorausgesetzt, dass keine Waldungen vorhanden wären. In Wirklichkeit kann man dieses Meer nicht sehen, weil alles ein Wald ist. Der Boden ist fast völlig horizontal, ohne jedes Steinchen, daher die Abwesenheit aller Rinnsale und Bäche und die gleichmässige Inundation.

Die kurze Periode der Ernte, die Ende September und Anfang Oktober stattfindet, während welcher Zeit die überschwemmten Landstriche schon auftrocknen und die Pracht des frischen Grüns verlieren, nennen die Kanúri „bigela". Während dieser Zeit säen sie indes noch „massakúa" und Weizen, die in der kalten Jahreszeit reifen.

Die kalte Jahreszeit dauert von Oktober bis März; aber selbst im Dezember steht das Thermometer vor Sonnenaufgang kaum unter 16° und um 3^h nachmittags auf 29,5° im Mittel. Der Wind ist nun konstant östlich, manchmal etwas nach N abweichend, am heftigsten weht er zwischen 8^h morgens und mittags. Des Nachts herrscht immer, wie in der Wüste, vollkommene Windstille.

Die eigentlich heisse Jahreszeit währt von Anfang März bis Juni, die Temperatur erreicht dann eine Höhe, die jener im südlichen Teile der Sahara gleichkommt. Die ganze Natur, die schon im November und Dezember abzusterben anfängt, liegt dann wie tot, alle Insekten verschwinden, die Moskitos, Fliegen peinigen den Reisenden nicht mehr, selbst der Floh, der während der nassen Jahreszeit die Umgebung von Kuka für alle, deren Haut nicht gegen seinen Stich abgehärtet ist, zu einem unerträglichen Aufenthalt macht, ist dann wie durch Zauber verschwunden [1]). Diese heisse Jahreszeit nennen

[1]) In der trockenen Luft der Wüste fehlt der Floh ganz.

die Kanúri „be". Obgleich unerträglich für den Europäer, ist sie die gesundeste, und selten erkranken oder sterben Fremde während dieser Periode. Desto ungesunder ist der Herbst und die Regenzeit.

Temperatur an der Ostküste und im Innern Afrikas.

Ort	Breite	Höhe	Jahres-temp.	kältester Monat		wärmster Monat	
Massaua .	15° 36′ N.	—	31,4	Jan.	25,5	Juni	36,9
Aden [1]) (1).	12 46 „	—	26,8	„	22,5	„	29,7
Gondar (1).	12 36 „	2270	19,4	Dez.	17,6	April	22,7
Ankober (1)	9 34 „	2500	13,0	„	11,0	Juni	16,7
Sansibar (5)	6° 10′ S.	—	26,7	Juli	25,2	Febr.	28,1
Tété [2]) (1) .	16 10 „	76	26,7	„	22,5	Novbr.	28,7
St. Louis .	20° 10′ S.	—	25,0	„	22,1	Jan.	27,6
St. Denis .	20 51 „	—	24,9	„	22,1	Febr.	27,1
Chartum .	15° 36 N.	388	28,6	Jan.	22,7	Juni	34,5
Kuka . .	12 52 „	260	28,2	„	22,5	April	33,5
Ladó . . .	5 2 „	465	26,7	Juli, Aug.	24,8	Febr. März	29,6
Rubaga . .	5° 24′ S.	1300	21,4	Aug.	20,0	März	22.1

Gegen die Kälte sind die Neger sehr empfindlich und sie beklagen sich schon über Frost, wenn das Thermometer unter 25° herabsinkt. Es ist bezeichnend, dass die Hauptbegrüssung der Kanúri darin besteht, sich nach der Haut zu erkundigen: „nda tége" (wie ist deine Haut?) ist bei ihnen so gewöhnlich, wie bei uns das „wie geht es dir?"

Die Sonne passiert den Zenith von Kuka zu Ende April und Mitte August. Die tägliche Wärmeschwankung fand Rohlfs in den trockenen (Winter-) Monaten 12,9° C., in den nassen 10,8°, die monatliche Temperaturschwankung war durchschnittlich 19° C. Während die

[1]) Wenn auch nicht mehr in Afrika liegend, reiht sich Aden doch am besten hier an. Die Temperatur erreicht zwei Maxima, eines im Juni und ein zweites im September (29,4°), der August hat ein zweites Minimum mit 27,5°.
[2]) Tété am Zambesi, 33° 30′ E. v. Gr., schon etwas landeinwärts gelegen.

Luft in der Oase Kauar kaum zu 30 % mit Wasserdampf gesättigt war, fand Rohlfs in Kuka im August eine Sättigung von 84 % vor. Mit dem Eintreten der nördlichen und östlichen Winde wird aber auch hier die relative Trockenheit sehr bedeutend. Die mittlere Feuchtigkeit der Monate Dezember bis Februar ist nach Nachtigal 43 %, nachmittags 2^h sogar nur 28—22 %. Auch in der Bewölkung spricht sich ein Witterungsumschlag scharf aus. Im August war die mittlere Bewölkung 60 %, im November nur mehr 18 %.

Was die Winde betrifft, so herrschten im Juli und August SW- und W-Winde, im August während des Zenithstandes der Sonne waren Windstillen vor allem häufig. Im September ging der Wind nach SE, von Oktober an herrschten E-, NE- und N-Winde; im Dezember erlangten auch die NW-Winde Bedeutung. Es drehte sich also die herrschende Windrichtung ziemlich regelmässig von SW über S nach SE, NE und N während des zweiten Durchganges der Sonne durch den Zenith bis zu ihrem tiefsten Stande im Süden.

Die folgende Darstellung Nachtigals von der Art des Auftretens der Regen zu Kuka ist wichtig für die Erklärung derselben. Die Gewitterregen Kukas treten danach genau so auf, wie die „Wirbelgewitter“ Westeuropas, nur mit dem Unterschied, dass jene von W nach E, diese von E nach W fortschreiten (bei uns: vormittags Ostwind, der die unteren Wolken nach W treibt, nachmittags oder abends bricht das Gewitter von W herein, Drehung des Windes von E und SE nach W und NW).

„Schon als wir während des Juni durch den südlichen Teil der Wüste nach Bornu reisten, konnten wir fast täglich in der ersten Tageshälfte einen sehr schwachen Wind aus W bis SW mit leichter Wolkenbildung beobachten. Mit steigender Sonne lösten sich die Wolken auf und der westliche Wind verschwand vor dem gewöhnlichen Passat. Je weiter wir nach Süden kamen, desto ausgesprochener wurde dies Verhältnis. Sobald wir das eigentliche Gebiet der Sommerregen zur Zeit

derselben betreten hatten, konnte man fast täglich einen mehr oder weniger dichte Wolken herauftreibenden westlichen Wind beobachten, und in den meisten Fällen gelang es, aus dem Zug der höheren Wolken einen oberen östlichen Wind nachzuweisen. Während des Vormittags waltete der erstere, während des Nachmittags der letztere vor. Der Regen fällt in der grossen Mehrzahl der Fälle unter dem Einflusse der östlichen Winde, nachdem der Wasserdampf durch westliche Winde herbeigeführt worden ist. Man sieht während der Regenzeit gewöhnlich tiefhängende Wolken nach Osten ziehen und sich dort anhäufen; der westliche Wind wird schwächer und schwächer und plötzlich erhebt sich ein heftiger östlicher Wind, der das Unwetter herantreibt. — Die Regenfälle waren mit seltenen Ausnahmen von elektrischen Erscheinungen begleitet."

Regenverteilung auf der Ostseite Afrikas.
(Regenhöhe in Millimetern.)

Zeit	Mombas (6) 4° S. Br.	Sansibar (9) 6° 10′	Tété (1) 16° 10′	Tananariva (1) 18° 46′	Port Louis (13) 20° 10′
Dezember	48	**300**	186	**254**	94
Januar	40	100	**198**	131	146
Februar	42	125	98	166	**299**
März	86	250	198	161	131
April	198	**600**	32	25	80
Mai	**312**	425	13	45	53
Juni	124	100	13	4	38
Juli	182	75	0	0	22
August	92	75	0	62	38
September	77	75	0	0	11
Oktober	124	150	0	50	18
November	**143**	**225**	115	85	42
Jahr	1418	2500	853	983	972

Ueber die Regenzeiten im westlichen Teile des südlichen äquatorialen Afrika haben wir nur wenige Beobachtungen; es scheint aber, dass auch hier der Gürtel mit Regen in allen Monaten anzutreffen ist und sich von Victoria Nyanza bis zum Ogowé und Gabun an die atlantische Küste erstreckt. Nach Du Chaillu fallen die Regen mehr oder weniger das ganze Jahr hindurch in dieser Breite auch im Innern (Johnston, Afrika).

B. Das südasiatische Tropengebiet oder das Gebiet des SW-Monsuns.

Das südasiatische Tropengebiet wird klimatisch charakterisiert durch einen Sommermonsun aus SW, welcher die allgemeine Regenzeit bringt. Dieser SW-Monsun herrscht (nach den Wind and Current Charts des Hydrographic office) im ganzen Indischen Ocean nördlich vom Aequator; unter seinem Einfluss stehen die NE-Küste von Afrika, die Küstenländer des Arabischen Meeres, dann ganz Vorder- und Hinterindien bis zum Himalaya, SE-Asien, noch weit über die Tropenzone hinaus, sowie die Inseln im Süden und Osten bis zum Aequator und etwa 140° E. L.

Im Winter wird dieses Gebiet vom NE-Passat, hier NE-Monsun genannt, beherrscht, welcher im grossen ganzen für dasselbe die Trockenzeit bringt. Der Uebergang der Monsune fällt grösstenteils in die Monate April und Oktober. Die Seeleute nennen den Uebergang von einem Monsun zum anderen das Kentern des Monsuns. Veränderliche Winde und Windstillen, böiges Wetter, gelegentlich auch grosse Wirbelstürme charakterisieren dasselbe.

Die Temperatur- und Luftdruckverteilung, durch welche diese Monsune und ihr Wechsel bedingt werden, wollen wir später ausführlicher betrachten, hier aber zunächst noch einen Blick auf die Verhältnisse des süd-

lichen Indischen Oceans werfen, soweit er dem Tropengebiet angehört.

Zwischen der Westküste Australiens und der Ostküste Madagaskars herrscht der SE-Passat ziemlich konstant und kräftig das ganze Jahr hindurch. Seine polare (d. i. südliche) Grenze schwankt zwischen 26—28° S. Br. im Juli und August, und 30—33° S. Br. in den Sommermonaten (der südlichen Hemisphäre). Als äquatoriale Grenze des SE-Passats darf man von November bis April durchschnittlich etwa 10° S. Br. annehmen, während er in den Sommermonaten als SE-Monsun (der nördlichen Hemisphäre) den Aequator erreicht und überschreitet, und in den SW-Monsun übergeht.

Zwischen 10° S. Br. und dem Aequator findet man im Sommer der südlichen Hemisphäre den NW-Monsun, sowie veränderliche Winde und Windstillen. Die östliche Fortsetzung des Gebietes des NW-Monsuns über Hinterindien und Australien werden wir in einem eigenen Abschnitt behandeln. Einige Grade nördlich vom Aequator beginnt in der Mitte des Oceans dann der NE-Monsun (Passat), welcher an der Ostküste Afrikas auf die südliche Hemisphäre übergreift und bis über Sansibar hinabweht, wo er mit dem NE-Monsun des Kanals von Mozambique zusammenfliesst.

Dies sind in allgemeinen Zügen die Windverhältnisse des Indischen Oceans innerhalb der Tropen (man vergleiche Wagner über die Monsune im Indischen Ocean, Annalen der Hydrographie 1878).

Von allen Tropengebieten ist das südasiatische, speciell das indische, das am genauesten in meteorologischer Hinsicht untersuchte. Ja wir kennen das meteorologische Regime von Vorderindien, die Beziehungen zwischen Wärme-, Luftdruck-, Wind- und Regenverteilung, dank der seit einigen Jahren unter einheitlicher Leitung ausgeführten zahlreichen meteorologischen Beobachtungen und den darauf gegründeten Untersuchungen von Blanford, Hill und Eliot besser, als das der europäischen Länder. Freilich sind die Verhältnisse auch viel einfacher, indem die gewaltige Scheidewand des Himalaya

das Eingreifen der nordasiatischen Witterungsverhältnisse gänzlich ausschliesst, so dass die Witterungsverhältnisse in Indien nur von den zwischen circa 30° N. Br. und dem Aequator bestehenden meteorologischen Zuständen abhängig sind.

Wir werden darum auch im nachfolgenden die klimatischen Verhältnisse von Indien eingehender erörtern, als uns dies in gleicher Weise für die anderen Tropenländer der Raum gestatten würde.

Am wenigsten bekannt sind die meteorologischen Verhältnisse der Uferländer des Arabischen Meeres, Vorderindien natürlich ausgenommen. Wir werden dieselben hier zunächst in aller Kürze behandeln.

Der NE-Monsun setzt im Arabischen Meere Ende Oktober ein und weht während seiner ganzen Dauer mit grosser Regelmässigkeit. Das Wetter ist während desselben anhaltend schön und wird nur ausnahmsweise durch Böen gestört. Im November und Dezember weht der Monsun am kräftigsten, seine Stärke ist im westlichen Teile des Meeres am grössten. Im Januar und Februar wird er schwächer und hört im März und April auf regelmässig zu wehen, nimmt nun eine nordwestliche Richtung an und wird häufig durch Stillen unterbrochen. An der W-Küste von Vorderindien wehen während dieser letzteren Zeit die Land- und Seewinde mit grosser Regelmässigkeit.

Der SW-Monsun setzt an der Küste Afrikas schon im März ein und erreicht gegen Ende dieses Monats die Küste Arabiens und den Eingang zum Roten Meer. Im April wird er bereits längs der ganzen Südküste Persiens gefühlt, dagegen findet man ihn bei Kap Comorin nicht vor Ende dieses Monats oder Anfang Mai, bei Bombay tritt er erst Mitte Juni ein. Im offenen Meer weht er erst von Juni ab stark und stürmisch aus WSW bis SW und SSW, begleitet von schwüler, bedeckter Luft und anhaltenden Regengüssen. Im September bessert sich das Wetter, gegen Ende desselben hört der Monsun gänzlich auf, es treten Windstillen ein, an den Küsten wehen wieder die Land- und Seewinde auf.

Das Klima der Ostküste von Afrika haben wir schon behandelt. Ueber Südarabien sagt H. v. Maltzan: Der äusserste Süden Arabiens hat im Innern reichliche tropische Sommerregen. Fast jeder Sommertag bringt ein Gewitter. Yemen kann mit dem ägyptischen Sudan (Chartum etc.) verglichen werden, Yâfia, Hadhramaut als tropische Hochgebirgsländer mit Abessinien. Der beste Beweis für die klimatische Tropennatur des inneren Südarabiens bildet der Umstand, dass dort die „Regengebete", die im Norden eine so grosse Rolle spielen, fehlen. Nördlich vom 16° N., wo die Regen anfangen unsicher zu werden, beginnen schon die Regengebete. Der Küstengürtel aber ist dürr, der Uebergang zum regenreichen Innern scheint schmal zu sein, da an manchen Stellen auf 2 Stunden Entfernung ein Ort noch Sommerregen hat, während der andere solche nur in manchen Jahren erhält.

Maskat unter dem Wendekreis hat spärliche Niederschläge, welche nur im Winterhalbjahr eintreten, gehört also nicht mehr dem Tropengebiete an.

Klima von Indien und SE-Asien. Die Temperaturverhältnisse. Die folgende Tabelle gibt eine Uebersicht der mittleren Jahrestemperaturen und der Temperatur der extremen Monate in Südasien. (Die Temperaturen der indischen Stationen nach Blanford, Meteorol. of India in 1879, Kalkutta 1881, zum Teil auch nach Hill: Meteorol. of the NW-Himalaya.)

Monat- und Jahresmittel der Temperatur C.

Ort	N. Br.	Seehöhe m	Jahresmittel	kältester Monat		wärmster Monat	
			Ceylon				
Colombo . .	6°56′	12	27,4	Jan.	26,5	April	28,6
Batticaloa .	7 42	6	27,8	„	25,8	Juni	29,6
			Ostküste von Vorderindien				
Madras . .	13 4	7	27,9	Jan.	24,7	Mai	30,8
Vizagapatam	17 42	9	28,2	Dez.	24,1	„	31,1
Cuttak . . .	20 29	24	27,1	„	21,2	„	31,6
Kalkutta . .	22 32	6	24,8	Jan.	18,1	„	28,4

Ort	N. Br.	See-höhe m	Jahres-mittel	kältester Monat		wärmster Monat	
Assam							
Goalpara . .	26° 11′	118	23,9	Jan.	17,3	Aug.	27,6
Sibsagar . .	26 59	101	22,8	„	14,6	Juli	28,6
Westküste von Vorderindien							
Goa	15 21	7	27,7	Jan.	26,3	Juli	30,0
Bombay . .	18 54	11	26,1	„	22,6	„	29,0
Kurrachee .	24 47	15	25,2	„	17,9	Juni	30,6
Deccan							
Bellari . . .	15 9	443	27,1	Dez.	22,8	April	31,8
Nagpur . .	21 9	312	25,9	„	19,7	Mai	33,8
Ihansi . . .	25 27	261	26,1	Jan.	16,7	„	34,5
Gangesthal und Pandschab							
Patna . . .	23 37	55	25,4	Jan.	16,1	Mai	31,5
Alahabad . .	25 26	93	25,3	„	15,6	„	33,4
Agra . . .	27 10	169	25,8	„	15,3	Juni	34,3
Lahore . .	31 34	223	23,9	„	11,9	„	33,8
Multan . .	31 10	128	24,4	„	12,0	„	34,7
Peshawar . .	34 2	338	20,7	„	9,3	Juli	31,7
Quettah [1]) .	30 11	1680	14,3	Dez.	4,1	„	25,6
Ostseite der Bai von Bengalen und SO-Asien							
Nancowry [2]) .	8 0	24	26,7	Dez.	25,9	April	27,9
P. Blair [3]) .	11 41	19	27,0	Jan.	26,2	„	28,7
Rangoon . .	16 46	12	26,4	„	24,3	„	29,1
Akyab . . .	20 8	6	26,1	„	20,8	Mai	29,3
Bangkok . .	13 38	—	26,7	Dez.	23,8	April	28,6
Manila . . .	14 36	33	26,1	„	24,4	Mai	28,2
Hongkong .	22 16	—	22,5	Jan.	15,3	Juli	28,7
Canton . .	23 8	12	20,7	„	12,7	Juni (?)	28,0
Kelung [4]) . .	25 20	—	21,4	„	14,2	Juli	28,2
Shanghai . .	31 12	—	15,7	„	3,4	„	28,2
Indische Gebirgsstationen (Sanatorien)							
Newera Eliya	7 0	1874	15,0	Jan., Febr.	14,3	Mai	16,3
Dodabetta Peak	11 23	2633	11,5	Jan.	10,0	„	14,1
Darjeeling .	27 3	2107	12,3	„	4,9	Juli, Aug.	16,7
Naini Tal .	29 20	1970	14,6	„	6,0	Juni	20,6
Simla . . .	31 6	2119	12,6	„	4,5	„	19,7
Murree . .	33 40	2270	13,3	„	3,4	„	21,6
Leh	34 10	3517	4,9	Jan.	—7,8	Juli	16,2

[1]) Belutschistan. [2]) Nicobaren. [3]) Andamanen. [4]) Formosa.

Die niedrigste Mitteltemperatur hat im ganzen Gebiete der Dezember oder Januar, die höchste fällt im südlichen Teile desselben auf April und Mai, in Nordindien auf Mai bis Juli, je nach dem Eintritt der Regen. Im südlichen China sind die Regen nicht mehr imstande, das normale Wärmemaximum im Juli zu unterdrücken.

Die jährliche Wärmeschwankung (der Monatmittel) beträgt auf Ceylon, den Nicobaren und Andamanen nur 2—3° (auf der trockenen Ostseite von Ceylon allerdings fast 4°), sie nimmt nach Norden zu und erreicht ihr Maximum im Pandschab mit mehr als 22°. In Ostasien bleibt die Temperatur des heissesten Monats ziemlich weit zurück hinter jener im nördlichen Indien und im Deccan, und die jährliche Wärmeschwankung ist daher trotz der relativ niedrigen Wintertemperatur eher kleiner als unter gleicher Breite in Indien, freilich besitzen wir keine Temperaturen aus dem Innern Chinas.

Bemerkenswert ist die höchst gleichmässige Wärmeverteilung während der Regenzeit im östlichen Asien. Die Temperatur des Juli von Manila ist 27°, von Bangkok und Saigun 27,5, von Hongkong und Macao 28,5, von Shanghai 28,2 und selbst von Peking (unter 40° N.) noch 26°.

Zur Beurteilung der absoluten Wärmeschwankungen mögen folgende Daten dienlich sein.

Mittlere Jahresextreme der Temperatur.

Madras (5)	42,7	16,1	Multan (6)	48,2	— 0,8
Kalkutta[1]) (11)	38,6	12,1	Goalpara (10)	36,1	7,7
Benares (10)	45,7	2,4	Darjeeling (10)	25,8	— 1,6
Lahore (6)	47,9	— 0,1	Leh (6)	31,7	—20,2
Colombo (10)	32,8	20,6	Hongkong (12)	33,1	6,7
P. Blair (10)	35,2	20,5	Canton	34,5	— 1,7
Bangkok (5)	35,4	15,6	Kelung (2)	34,2	9,4
Manila (4)	34,9	17,1	Shanghai (8)	36,5	— 8,6

Die absoluten Extreme von Kalkutta (Stadt) waren (innerhalb der angegebenen Jahre) 41,1 und 9,3°, von Benares 47,8 und —0,6, Lahore 50,9 und —1,6°, von Multan 52,8 und —1,7°. Lufttemperaturen von 50° C. sind nicht so selten im Pandschab selbst bei guter Aufstellung der Thermometer.

1) Stadt.

Kalkutta und Canton, sowie Multan und Shanghai liegen nahe unter gleicher Breite, die Winterminima sind viel niedriger in Südchina wie in Indien, aber auch die Maxima, so dass die absolute Jahresschwankung wenig differiert.

Die mittlere tägliche Wärmeschwankung ist während der trockenen Zeit in Nordindien sehr gross, Allahabad hat im März und April eine normale tägliche Wärmeschwankung von 18°, während der Regenzeit von Juli bis September beträgt dieselbe aber nur 7°; die tägliche Amplitude beträgt zu Benares von November bis April 19,3, im März 20,0°, sinkt aber in den Regenmonaten Juli bis September auf 8,6° herab. Im Pandschab ist die tägliche Schwankung der Temperatur von gleicher Grösse.

Nach dem Temperaturgang und den Regenverhältnissen unterscheidet man in Indien drei Jahreszeiten: 1) die kühle Jahreszeit vom Ende der Regen im Oktober bis zum Februar oder März; 2) die heisse Jahreszeit und 3) die Regenzeit. Die Dauer und die Grenzen dieser letzteren sind verschieden in verschiedenen Teilen Indiens. Nach Ende der Regenzeit im Oktober ist die Temperatur über Nordindien sehr gleichförmig verteilt, sie liegt bei 27,5° C. Nun beginnt die Abkühlung, welche in den Ebenen des Pandschab am kräftigsten auftritt, so dass im Januar zwischen Multan und Bombay eine Temperaturdifferenz von 11° C. besteht. Rajpootana, das Gangesdelta und Niederassam sind relativ wärmer als ihre Umgebung. Die mittlere Temperatur des Pandschab ist 12,8°, die der grossen Gangesebene 15,6°, im Gangesdelta 18,9. Im Februar und März steigt die Temperatur allgemein. Im April liegt in Centralindien und Nagpore schon ein Wärmecentrum (32° C. im Meeresniveau), welches im Mai mehr nach NW fortrückt, nach Ajmere und Ihansi; die Isotherme von 35° C. (im Meeresniveau) umschliesst nun nahe das ganze Malvaplateau und die Umgebung von Nagpore. Die Steigerung der Temperatur vom April zum Mai ist am grössten im Pandschab, wo sie 6°, im Norden sogar nahe 8° C. beträgt. Die mitt-

lere Temperatur im Thale von Assam ist im Mai 26,7°, im Pandschab 32,8°. Im Juni wandert die Stelle höchster Erwärmung in das Pandschab, die Temperatur steigt hier noch um 2—4° C., während sie in Nagpore schon um 5° fällt infolge der Regen; diese treten aber nicht vor Mitte des Monats ein, so dass diese Temperaturreduktion nur der Hälfte des Effekts derselben entspricht. Nördlich von der Satpooraskette und westlich vom Plateau von Hazareebagh, wo die Regen nicht vor Ende Juni oder Anfang Juli beginnen, ist die Junitemperatur gleich der des Mai, im Pandschab höher, und in Oberassam, wo schon im März und April häufige Regen fallen, steigt die Temperatur vom Mai zum Juni ebenfalls um mehr als 2° C. Im oberen Assam sind alle Jahreszeiten weniger charakterisiert wie im übrigen Nordindien, und die Temperatur steigt wie in der gemässigten Zone gleichmässig bis zum Juli; es gibt hier keine „heisse Zeit“, wie man sie sonst in Nordindien kennt.

Im Juli ist das Sinken der Temperatur mit dem Vorrücken der Regen, einerseits vom Arabischen Meere her, anderseits von der Bai von Bengalen, sehr auffallend. Der grössere Teil von Centralindien, die „unteren Provinzen“ mit Unterassam und Cachar haben nun eine Temperatur unter 29,5° C., aber im Pandschab und in der Wüste von Bikaneer herrschen noch 32°. Vom Juli bis Oktober fällt dann die Temperatur allmählich, so dass sie im letztgenannten Monat über ganz Nordindien höchst gleichförmig wird (Blanford).

Im Winter nimmt, der Temperaturverteilung entsprechend, der Luftdruck über dem Kontinent von Asien nach Süden gegen den Aequator hin ab, und diese Abnahme setzt sich noch über denselben nach Süden fort. Der nach Süden gerichtete Gradient ist innerhalb der Tropen kleiner unter den indischen Meridianen als unter denen von Ostasien, weil in Indien der gewaltige Gebirgswall des Himalaya die Luftmassen des nördlichen Asien bis zu einer Höhe von etwa 6000 m gegen ein Abfliessen nach Nordindien absperrt. Darum liegt das Luftdruckmaximum und die Ausgangsstelle des indischen Winter-

monsuns im Pandschab, der Monsun Ostasiens dagegen nimmt seinen Ursprung im Innern Nordasiens selbst, er ist darum viel strenger und viel kälter als jener Indiens und wir haben schon S. 224 auf die grossen daraus resultierenden Temperaturunterschiede unter gleichen Breiten hingewiesen.

Die folgenden auf das Meeresniveau reduzierten und mit der Schwerekorrektion versehenen Barometerstände geben ein Mass für die Luftdruckdifferenzen, welche den NE-Monsun Südasiens in Bewegung setzen.

Monatmittel des Dezember.

Lahore . . .	31,6°	N. 763,2	Shanghai . .	31.2°	N. 768,2
Benares . . .	25,4	„ 761,3	Hongkong . .	22,2	„ 764,0
Kalkutta . .	22,5	„ 760,9	Bangkok . .	13,6	„ 760,1
P. Blair [1]) . .	11,7	„ 758,1	Batavia . . .	6,2	S. 756,9
Nancowry [2]) .	8,0	„ 757,8	Kap York . .	10,7	„ 756,2
Colombo . .	6,9	„ 757,2	Port Darwin .	12,5	„ 754,9
Sansibar . .	6,2	S. 756,9	Sweers-Insel .	17.1	„ 754,0

Die Luftdruckdifferenz zwischen 31° N. und 6° S. ist unter den indischen Meridianen circa 7 mm, unter den ostasiatischen dagegen 11 mm.

Nordindien hat infolge seines völligen Abschlusses nach N hin keinen eigentlichen NE-Monsun. Das Barometermaximum liegt im Pandschab (Multan hat ein [red.] Dezembermittel von 763,5 mm) und dem entsprechend herrschen daselbst Windstillen und schwache Winde. Die erkaltete Luft fliesst langsam die Thäler des Indus und Ganges hinab oder quer über die hügelige Wasserscheide von Centralindien, um sich mit dem NE-Monsun der Halbinsel zu vereinigen.

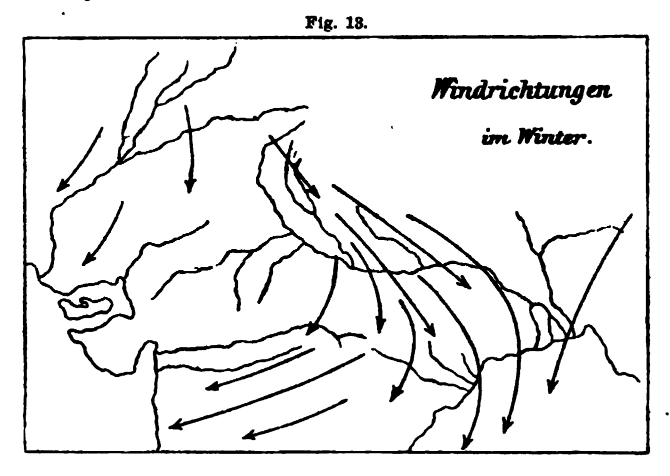
In Oberindien tritt der Wintermonsun nur in der Form schwacher N-, NW- und W-Winde auf. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist, wie Blanford gezeigt hat, im Winter viel kleiner als während des SW-Monsuns, sie nimmt aber vom Pandschab das Gangesthal herab gegen Kalkutta an Stärke zu. Die folgende Fig. 13 gibt eine Vorstellung von der Luftcirkulation Nordindiens im Winter.

---

1) Andamanen.
2) Nicobaren.

In einiger Höhe jedoch scheinen über den Ebenen Nordindiens S-Winde zu herrschen, entschieden ist dies auf den Höhen des Himalaya der Fall. Schon in Darjeeling (2100 m) wiegen in den Wintermonaten die S-Winde vor und nach den Beobachtungen Hookers, sowie neuerer Reisenden dominieren auf grossen Höhen des Himalaya die S-Winde das ganze Jahr. An den Stationen Chackrata und Naini Tal im nordwestlichen Himalaya in fast gleicher Höhe mit Darjeeling kommen die Winde ausschliesslich von S oder doch aus dem südlichen Quadranten zu allen Jahreszeiten.

Fig. 13.



Wenn man die Luftdruckmittel des Winters zu Newera Eliya auf Ceylon mit jenen von Darjeeling im Sikkim-Himalaya vergleicht, so lässt sich aus ihnen folgern, dass im Winter schon in einer mittleren Höhe von 1900 m der unten nach S gerichtete Gradient sich in einen nach N gerichteten umkehrt, dass also in dieser Höhe schon S-Winde vorherrschen müssen. Der Wintermonsun Nordindiens hat demnach nur eine geringe vertikale Mächtigkeit.

Die Luftdruckverteilung während des Höhepunktes des Sommermonsuns wird durch folgende mittlere Baro-

meterstände erläutert, welche gleichfalls auf das Meeresniveau reduziert und mit der Schwerekorrektion versehen sind:

Luftdruckmittel des Juli.

Multan . . .	31,2° N	746,8	Shanghai . .	31,2° N	752,9
Benares . . .	25,4 „	747,4	Hongkong . .	22,2 „	753,3
Kalkutta . .	22,5 „	749,7	Bangkok . .	13,6 „	754,9
P. Blair . . .	11,5 „	755,1	Batavia . . .	6,2 S	757,4
Nancowry . .	8,0 „	756,3	Cap York . .	10,7 „	759,8
Colombo . .	6,9 „	756,5	Port Darwin .	12,5 „	757,2
Sansibar . .	6,2 S	761,2	Sweers-Insel .	17,1 „	760,4

Der Gradient ist jetzt von S nach N gerichtet, die Luft strömt von der südlichen Hemisphäre über den Aequator nach N und bildet den mächtigen SW-Monsun Asiens.

Die Luftdruckdifferenz zwischen 6° S und 31° N ist nun viel grösser unter den indischen Meridianen als im Winter, und dem entspricht ein viel kräftigerer Luftstrom als es der Wintermonsun Indiens ist. Blanford hat die grössere Intensität des SW-Monsuns gegenüber dem NE-Monsun aus den anemometrischen Beobachtungen in Indien nachgewiesen. Auch die Höhe, bis zu welcher der SW-Monsun reicht, ist eine viel grössere, noch auf dem Dodabetta, dem höchsten Gipfel der Nilgiris, wehen W-Winde, desgleichen auf den Höhen des Himalaya. Aus den Luftdruckbeobachtungen und der Temperaturverteilung kann man berechnen, dass der nach Norden gerichtete Gradient von Juni bis August jedenfalls bis zu einer Höhe von circa 3300 m reicht.

Man darf aber den Unterschied an Stärke und Mächtigkeit, der zwischen dem Winter- und Sommermonsun Indiens besteht, nicht auf die Tropen überhaupt ausdehnen. Im Gegenteil werden wir sehen, dass sonst überall der Sommermonsun ein viel schwächerer Wind ist als der Wintermonsun, d. h. der Passat, ja häufig gar nicht als konstante Luftströmung verspürt wird. Schwache westliche Winde und Windstillen treten ein, sobald der Passat, der im Winter, d. h. wenn die Sonne über der andern Hemisphäre im Zenith steht, meist mit grosser Kraft, oft stürmisch weht, beim Zenithstand der Sonne ganz oder

als regelmässiger Wind zu wehen aufhört. Aus der Isobarenkarte des Juli und den auf der vorigen Seite enthaltenen Barometerständen ersieht man, dass auch unter den Meridianen Ostasiens der nach N gerichtete Gradient zwischen 31° N und 6° S circa zweimal kleiner ist als unter den Meridianen Indiens.

Das Vorrücken des NE-Monsuns über der Bai von Bengalen wird von Blanford wie folgt beschrieben: Im Oktober schon treten NE-Winde in der nordwestlichen Ecke der Bai ein, über welcher zu dieser Zeit ein sekundäres Luftdruckminimum existiert, um welches die Winde cyklonisch kreisen. Im Süden von Ceylon wehen noch westliche Winde. Es ist dies die Periode, zu welcher zumeist die grossen Wirbelstürme (Cyklonen) eintreten. So wie der Luftdruck in Bengalen steigt, so avancieren die N-Winde nach Süden die Bai hinab; es sind dies leichte Winde, welche nicht den stürmischen Charakter des NE in den chinesischen Meeren haben. Die N-Winde gelangen nicht vor Ende Dezember oder Anfang Januar am Aequator zur Herrschaft.

Gegen Ende des Januar hören an den Küsten Bengalens die stetigen nördlichen Winde auf und beginnen am Nachmittag den Seewinden Platz zu machen. Mehr und mehr gewinnen diese letzteren an Stärke und kommen, aus grösserer Entfernung von der See her; in der NE-Ecke der Bai wehen dann diese SW-Winde im März mit grosser Stärke.

In diesem Monat ist die Bai von Bengalen der Ort eines Barometermaximums und die Winde umkreisen sie deshalb anticyklonisch.

In der heissen Zeit (März bis Mai) fällt nämlich der Luftdruck rascher im Innern von Nordindien als über der Bai von Bengalen und dem Arabischen Meere [1]): im April zieht derart ein Rücken höheren Druckes durch Südindien und die Bai, von welchem aus auf der einen

---

[1]) In welchem Grade die jährliche Luftdruckschwankung vom Süden Indiens nach Norden und Westen zunimmt, zeigen folgende Differenzen zwischen dem höchsten und niedrigsten Monatmittel:

Madras 5,9 mm, Vizagapatam 9,4, Kalkutta 11,3, Benares 13,4, Lahore 14,3 und Multan 16,1.

Seite der NE-Monsun zu wehen fortfährt, während südliche Winde, welche häufige Regenschauer den Küsten von Bengalen und Orissa bringen, auf der anderen Seite herrschen.

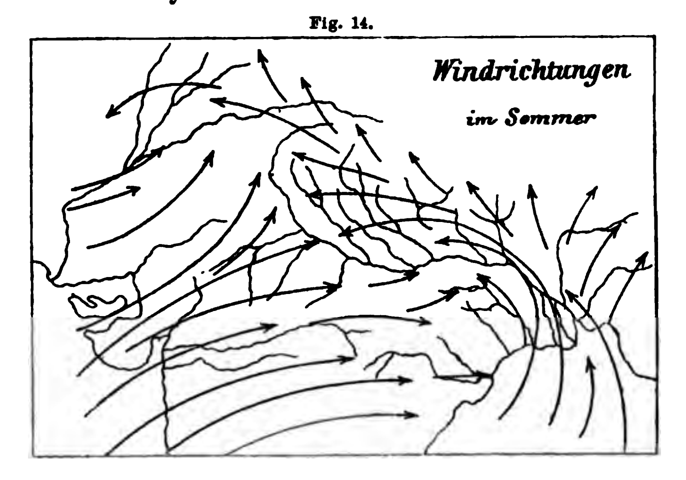
Als eine Eigentümlichkeit des Klimas Nordindiens ist zu bemerken, dass während dieser Monate (März und April), wo die Temperatur in den NW-Provinzen und im Pandschab rasch steigt, heisse NW-Winde das Gangesthal herabwehen. Dieselben sind jedoch bloss Tagwinde, die ihre grösste Stärke einige Stunden nach Mittag erlangen und nach Sonnenuntergang wieder einlullen. In der Höhe über dem NW weht, wie die Bewegung der Wolkenstreifen anzeigt, ein SW-Wind. Den Staub führenden Stürmen aus NW folgen oft Gewitter und Hagel bei rasch steigendem Barometer.

So wie die Jahreszeit fortschreitet, nehmen die Seewinde an Stärke zu und der Rücken hohen Drucks bewegt sich südwärts, noch sind die Winde bloss auf die unteren Schichten der Atmosphäre beschränkt. Zuletzt, gegen die Mitte des Mai zieht sich der hohe Druck im Centrum der Bai gegen den Aequator zurück und verschwindet, dann besteht ein nahezu gleichmässiger barischer Gradient vom Wendekreis des Steinbocks bis zum Himalaya. Dies setzt einen breiten und sehr tiefen Luftstrom gegen Südasien in Bewegung, welcher über eine immense Area eines warmen Meeres wehend, mit Feuchtigkeit gesättigt ankommt. Längs der Westküste von Indien erscheint er als ein westlicher oder südwestlicher Wind, am oberen Ende der Bai von Bengalen ist seine Richtung nahe S, und im Gangesthal SE oder E, während er im Norden des Pandschab oft nordöstlich ist. Die Luftbewegung während des Sommermonsuns ist also cyklonisch oder rotierend um die Region der grössten Erwärmung gegen Ende des Juni oder Beginn des Juli; die W-Winde, welche Südindien überwehen, in der normalen Richtung des Sommermonsuns, sind jedoch viel kräftiger als jene, welche von Osten her das Gangesthal hinaufwehen (s. Fig. 14). Die östlichen Winde sind, wenngleich von entscheidender Wichtigkeit für die NW-Pro-

vinzen, Behar und das östliche Pandschab, doch in der That nur ein kleiner Wirbel in dem mächtigen SW-Strom, welcher sich über Südasien im Sommer in Bewegung setzt, und da sie bloss eine weniger wesentliche Eigentümlichkeit der allgemeinen Bewegung vorstellen, unterliegen sie auch viel mehr den Störungen durch an sich unbedeutende Variationen in der Verteilung des Luftdruckes.

Die Monsunregen beginnen im äussersten Süden Indiens, Ceylon und Burmah, in der letzten Woche des Mai. Sie rücken rasch vor längs der Küste und erreichen Bombay in der ersten und Kalkutta in der zweiten

Fig. 14.



Woche des Juni. Obgleich längs der Küste ihr Vorrücken nahezu gleichmässig ist, ist dies nicht mehr der Fall im Innern von Oberindien. Die Temperatur dieser Region ist sehr viel höher als in der Bai von Bengalen und die landeinwärts vorrückenden Seewinde werden deshalb trocken und können durch Tage oder selbst Wochen fortwehen, bevor eine atmosphärische Störung, genügend einen allgemeinen Regenfall zu verursachen, eintritt. Auf diese Weise wird die Annäherung der Regen angekündet durch eine plötzliche und rasche Zunahme des Wasserdampfgehaltes der Luft, zuweilen eine Woche oder mehr

vor Beginn der Regen und selbst bevor die Windrichtung an der Erdoberfläche darauf hinweist. Zuletzt setzt irgend eine Ursache, geringfügig und scheinbar zufällig, einen Teil der Luft in aufsteigende Bewegung und die Regen beginnen. Sobald der Regenfall einmal eingeleitet ist, hat er eine Tendenz sich fortzusetzen und sich selbst zu unterhalten, infolge der Begünstigung der aufsteigenden Bewegung der Luft durch die freiwerdende latente Wärme des Wasserdampfes. Aus den täglichen Wetterkarten für Nordindien ergibt sich, dass während der Regenzeit eine Folge von kleinen Barometerminimis von der Orissaküste oder der NW-Ecke der Bai gegen Centralindien und die NW-Provinzen langsam hinaufwandert, mit Regen und den cirkulierenden Winden; sie sind durch Pausen schönen Wetters getrennt.

Mit dem raschen Sinken der Temperatur nach dem Herbstäquinoktium wird dann der Monsun wieder schwach und erstirbt allmählich gegen Ende des September. Um die Mitte des Oktober haben die Regen gewöhnlich aufgehört und die Jahreszeit des klaren Himmels, gleichförmig verteilten Luftdruckes und schwacher NW-Winde hat wieder ihren Einzug gehalten.

In Nordindien, ausserhalb der Tropen, tritt im Winter eine zweite kleine Regenzeit ein, die für die Winterernten von grösster Wichtigkeit sind, an Quantität aber gegen die Regen des Sommermonsuns ganz zurücktreten, denn letztere liefern in Nordindien $^9/_{10}$ des ganzen Regenfalls. Die Regentabellen für die NW-Provinzen und Oudh zeigen, dass nahezu überall der November der Monat der kleinsten Regenmenge ist; er ist häufig ganz ohne Regen. Der Dezember hat noch sehr spärlichen Regenfall, doch gegen Ende des Monats beginnen Schauer zu fallen, bekannt als die „Weihnachtsregen“. Die Winterregen halten an mit Intervallen durch Januar, Februar und März und erreichen in den NW-Provinzen ihr Maximum im Januar, an wenigen Stationen der Niederung im Nordwesten derselben und in Kumaun im Februar und im März längs der NW-Grenze und im Himalaya nördlich des Pandschab. Ein zweites Minimum des Regen-

falls wird im April erreicht, dieser Monat ist an den meisten Stationen auf der Ebene nahezu so regenlos wie der November. Die Regen der zweiten Hälfte des März und während des April und Mai sind Gewitterregen, oder treten ein am Schlusse von Staubstürmen, welche in diesen Monaten häufig sind. Im März und April werden die Gewitterniederschläge oft von Hagel begleitet (Hill).

Die folgenden Tabellen zeigen die Mannigfaltigkeit der Regenverhältnisse Indiens; mit Ausnahme der Monate Januar bis März hat jeder der übrigen Monate in irgend einem Teile Indiens das Maximum des Regenfalls oder kommt demselben doch sehr nahe (April). In jenen Teilen der Erde, wo konstante Winde wehen, wie die Passate und Monsune, haben die Gebirge nicht bloss einen grossen Einfluss auf die Quantitäten, sondern auch auf die jährliche Periode des Regenfalls, wie wir an dem

Regenfall in Indien und SE-Asien.

	Colombo	Newara Eliya	Battica-loa	Manga-lore	Mysore	Madras	Bimlipa-tam	Cuttak	Kalkutta
Jahre	10	10	10	21/26	41/43	67	20	19/22	20
Breite	6° 56′	7° 0′	7° 42′	12° 52′	12° 18′	13° 4′	17° 57′	20° 29′	22° 32′
Höhe	—	1858	—	—	766	—	—	—	—
Dez.	148	173	**355**	14	10	126	32	13	3*
Jan.	84	163	230	5	2*	24	9	12*	15
Febr.	41*	52*	72	2*	4*	7*	16	11*	30
März	148	73	82	4	16	11*	4*	24	36
April	244	160	47	60	59	17	6	40	53
Mai	**358**	226	36	225	**182**	60	50	71	143
Juni	213	**412**	28*	**1008**	47	51	81	244	282
Juli	146	311	23	954	59	96	90	**308**	336
Aug.	108	180	87	598	77	115	97	278	**362**
Sept.	133	265	57	296	101	120	162	237	256
Okt.	**341**	255	129	219	**155**	275	**209**	157	133
Nov.	285	240	339	40	36	**330**	35	25	18
Jahr	2244	2510	1485	3425	698	1232	791	1420	1667

	Bellari	Hyderabad	Nagpur	Jubbulpoor	Indore	Ajmere	Bombay	Mahabaleschwar	Puna
Jahre	26	37	32/33	34/36	12	17	33/63	23/25	24
Breite	15° 9′	17°27′	21°9′	23°9′	22°44′	28°26′	18°54′	17°57′	18°28′
Höhe	443	545	312	412	555	497	—	1384	610
Dez.	8	5	10	5	4	8	1	8	5
Jan.	2	8	17	16	8	4	3	11	8
Febr.	1	7	12	13	9	10	1	2	2
März	16	20	16	12	0	12	0	11	6
April	21	17	13	6	2	2	1	24	12
Mai	49	38	22	10	8	18	15	38	41
Juni	48	90	218	198	154	68	**530**	1174	150
Juli	37	147	**322**	**450**	**289**	155	**616**	**2430**	**162**
Aug.	56	**145**	229	357	255	**207**	390	1818	132
Sept.	**95**	129	190	217	218	86	270	791	116
Okt.	98	88	54	36	17	8	41	128	120
Nov.	16	16	8	7	1	4	13	25	14
Jahr	447	710	1111	1327	965	582	1881	6460	768

	Kurrachee	Multan	Peshawar	Lahore	Delhi	Ihansi	Benares	Patna
Jahre	23	18	22	22	30	20	32	26
N. Br.	24° 47′	31° 10′	34° 2′	31° 34′	28° 40′	25° 27′	25° 20′	25° 37′
Höhe	—	128	338	223	219	261	81	55
Dez.	5	8	19	15	11	3	2	3
Jan.	16	7	**42**	14	**22**	**14**	**20**	**19**
Febr.	6	7	40	**34**	16	6	13	13
März	4	12	40	26	21	10	9	7
April	0	10	50	18	11	4	4	8
Mai	2	12	18	20	19	5	13	36
Juni	5	9	5	41	72	96	124	166
Juli	**72**	**53**	44	**177**	**213**	**341**	**336**	**246**
Aug.	52	36	**65**	124	183	252	276	232
Sept.	20	29	17	55	112	142	174	216
Okt.	2	4	7	17	18	17	49	70
Nov.	2	2	25	4	2	0	3	5
Jahr	186	189	372	545	700	890	1023	1021

	Simla	Naini Tal	Darjee-ling	Goalpara	Cherra-pungi	Silhet	Chitta-gong	Akyab	Sandoway
Jahre	18	30	21	18	23	25	23	23	18
N. Br.	31°6′	29°20′	27°3′	26°11′	25°14′	24°53′	22°21′	20°8′	18°25′
Höhe	2119	1951	2107	118	1250	—	—	—	—
Dez.	24	35	5	6	6	5	10	8	2
Jan.	50	74	17	9	19	10	13	5	2
Febr.	70	75	31	14	70	40	33	5	2
März	87	62	56	40	223	119	36	13	4
April	83	47	98	155	785	353	125	40	19
Mai	112	72	171	326	1306	542	206	311	371
Juni	202	384	613	**632**	2943	**819**	**557**	**1357**	1317
Juli	**491**	**625**	**783**	463	**3323**	667	**561**	1296	**1477**
Aug.	473	608	666	330	2022	622	543	957	1208
Sept.	158	268	448	295	1425	498	350	601	614
Okt.	30	46	158	108	347	217	154	340	314
Nov.	4	4	6	6	57	33	38	95	63
Jahr	1784	2300	3052	2384	12526	3925	2626	5028	5393

	Nanco-wry	Port Blair	Tavoy	Bangkok	Moulmein	Manila	Victoria Hongkong	Macao	Kelung
Jahre	7	12	23	13	30	16	12	16	2
N. Br.	8°0′	11°41′	14°7′	13°38′	16°29′	14°36′	22°16′	22°11′	25°20′
Höhe	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dez.	215	115	4	2	0	24	16	28	**164**
Jan.	79	23	3*	3*	0*	26	10*	15*	**572**
Febr.	30*	45	16	15	1	28	37	41	301
März	68	6*	14	27	4	12*	65	53	272
April	173	55	106	83	81	30	93	117	292
Mai	254	421	448	238	526	80	241	**307**	302
Juni	**357**	**465**	985	**198**	977	240	**436**	274	113
Juli	279	424	**1107**	191	**1079**	282	360	183	95*
Aug.	299	414	**1054**	166	**1095**	**438**	318	252	219
Sept.	273	**473**	886	**308**	788	408	**354**	**269**	**384**
Okt.	**335**	324	270	189	213	220	144	155	206
Nov.	216	204	58	67	33	117	74	61	130
Jahr	2578	2969	4951	1487	4797	1905	2148	1755	3050

Erläuterungen zu den Regentabellen. Colombo, Newara Eliya (Nurelia) und Batticaloa repräsentieren die Regenverhältnisse der Westküste, des gebirgigen Centrums und der Ostküste von Ceylon; Mangalore, Mysore und Madras jene des südlichen Teiles der vorindischen Halbinsel an der Westküste (Malabarküste), im Innern und an der Ostküste (Coromandelküste). Bimlipatam und Cuttak repräsentieren die nördliche Ostküste zwischen der Mündung des Godaveri und Mahanadi (Orissa), Kalkutta die Gangesmündung.

Das Innere von Vorderindien wird repräsentiert durch die Orte: Bellari bis Ajmere, die sich von Süd nach N und NW folgen; der nördlichen Westküste gehören an Bombay und Kurrachee; die grosse Steigerung der Regenmenge auf dem Kamme der West-Ghats zeigt Mahabuleschwar, Puna die rasche Abnahme im Osten davon jenseits des Kammes. Das Pandschab, sowie die NW-Provinzen und das Gangesthal vertreten die Orte Peschawar bis Patna, die sich in einer Linie von NW nach SE folgen mit stetig zunehmendem Regenfall; den indischen Abfall des Himalaya repräsentieren die Sanatorien Simla, Naini Tal, Darjeeling. Goalpara liegt im unteren Assam, Cherrapungi auf dem Khassia-Gebirge; Silhet am Südfuss desselben, bloss 48 Kilometer entfernt, zeigt, dass die ungeheure Regenmenge erstgenannten Ortes bloss lokal ist. Chittagong, Akyab und Sandoway folgen sich von N nach S an der Arakanküste.

Die Regenverhältnisse der Nikobaren (Nancowry) und Andamanen (P. Blair) sowie von Tenasserim und dem südlichen Pegu zeigen die Orte Nancowry bis Moulmein, endlich jene der Philippinen und Südchina die letzten vier Stationen unserer Regentabellen.

Regenfall im nordwestlichen Himalaya nach Hill. Der mittlere Regenfall der Orte auf der Südseite des Himalaya in einer Entfernung von über 30 km vom Fuss desselben beträgt etwas über 100 cm, jener der näheren Orte 118 cm. Der Regenfall nimmt von E nach W ab. Auch im Himalaya selbst, an dessen Aussenseite, nimmt die Regenmenge im allgemeinen von Osten nach Westen hin ab. So hat Darjeeling 305 cm, Naini Tal je nach den verschiedenen Oertlichkeiten 234—280, Mussooree 234, Chakráta Simla und Marri haben resp. 157, 173 und 147 cm. Hinter der Aussenkette, in den inneren Thälern und Ketten, ist die Regenmenge eine viel kleinere. Srinagar hat z. B. nur mehr 94, Almora 96 cm. In der Regenzeit sind die Orte über 1500 bis 1800 m Seehöhe, wie Naini Tal, Mussooree, oft tagelang in Wolken gehüllt; die Sättigung der Luft mit Wasserdampf über den Ebenen ist dann so gross, dass sie wenig über 1000 m aufsteigend schon einen Niederschlag geben muss, im November dagegen ist diese Höhe 2300 m und im April sogar 2700 m. Im Gegensatz zu den uns gewohnten Verhältnissen liegt die mittlere Wolkenhöhe im Sommer viel tiefer als im Winter.

Beispiele Ceylons (Batticaloa, Colombo) und der Coromandelküste im Vergleich mit der Malabarküste sehen (Madras, Mysore, Mangalore). In den höheren Breiten können wir fast nur den ersteren Einfluss beobachten, weil die in kurzen Perioden und unregelmässig wechselnden Winde den zweiten nicht in Erscheinung treten lassen.

Im Süden der Bai von Bengalen, auf Ceylon (Colombo), den Nikobaren (Nancowry) und den (südlichen) Andamanen (Port Blair) ist die Regenzeit eine doppelte, die Maxima im Mai und Juni, dann wieder im Oktober sind durch ein Nachlassen des Regenfalles zur Zeit des Höhepunktes des SW-Monsuns (Juli und August) voneinander geschieden. Man bemerkt dies auch noch in Bangkok. Der trockenste Monat ist der Februar. Das südliche Ceylon hat übrigens keine eigentliche Trockenzeit mehr und südlich von 8° mag das äquatoriale Gebiet mit Regen in allen Monaten beginnen.

Der Einfluss der Gebirge auf die Quantität und Verteilung der Regenmenge wird sehr ersichtlich in den Resultaten der Regenmessungen auf Ceylon und in Süd-Indien (vergleiche auch Tavoy mit Bangkok, letzteres hinter dem Gebirge der Halbinsel Malakka). Die westliche Seite, dem SW-Monsun ausgesetzt, ist die nasse Seite, die Ostseite die trockene, auf letzterer fehlen (Ceylon) die Regen des SW-Monsuns fast ganz, und es fallen Herbst- und Winterregen beim ersten Eintritt des NE-Monsuns (Batticaloa). In den Gebirgen des Innern (Newara Eliya) vermischen sich beide Regenzeiten[1]). Dasselbe zeigt ein Vergleich der Stationen Mangalore (Westküste), Mysore (Inneres) und Madras (Ostküste). Die Coromandelküste hat bis gegen den 20. Breitegrad hinauf vorwiegend Herbstregen beim Wiedereintritt des NE-Monsuns, die Regen schreiten mit diesen von Nord nach Süd vor (Bimlipatam Oktober, Madras November, Batticaloa Dezember), Cuttak (Orissa) hat schon die normalen Juliregen. An der Malabarküste und in den W-Ghats (Manga-

1) Die grösste Regenmenge auf Ceylon hat Ratnapura auf der Südwestseite des Gebirges mit 3794 mm

lore, Bombay, Mahabuleshwar) setzen die Regen plötzlich im Juni gleich mit voller Stärke ein; im Innern der Halbinsel (Bellari bis Indore) sind Juli und August die Hauptregenmonate, von November bis Mai herrscht grosse Trockenheit. Die Stationen Bombay (Küste), Mahabuleshwar auf den W-Ghats in 1380 m Seehöhe, und Puna hinter den Ghats zeigen den enormen Einfluss des Gebirges auf die Steigerung des Regenfalles im SW-Monsun.

Die Spärlichkeit der Monsunregen in den Provinzen Sindh, Rajputana und den Ebenen des Pandschab erklärt sich dadurch, dass dieselben auf der Süd- und Ostseite des Luftdruckminimums des südlichen Pandschab liegen, die Winde kommen nicht vom Indischen Ocean, sondern vorwiegend von W und NW, sind also teilweise oder völlig Landwinde.

Das untere Bengalen und Assam haben neben den regulären Sommer-Monsunregen noch Frühlingsregen, sonst hat der grösste Teil Indiens, sowie Birma und Siam nur die Sommerregen des SW-Monsuns. Die Winterregen von Nordindien sind schon früher erwähnt worden. Sie reichen bis gegen Kalkutta herab, das stets einige Regentage im Januar oder Februar hat. In Bengalen, wo schon im Februar und März Seewinde einzutreten pflegen, besteht keine eigentliche Abgrenzung zwischen Winter- und Frühlingsregen, desgleichen in Assam und Cachar. In den Gangesebenen, von Benares aufwärts haben Januar und Februar ein Maximum, im Pandschab Februar und März. Im Süden der Gangesebene haben noch die Centralprovinzen etwas Winterregen. Die Frühlings- oder Heisswetter-Regen herrschen über der ganzen Region, über welcher schon in einer frühen Zeit des Jahres die Seewinde von der Bai eintreten. In Assam und Ostbengalen sind Regenschauer im März häufig, im April ist der Regenfall allgemein und reichlich. Diese Regen fallen bei gelegentlichen Gewittern, bekannt als „North-Westers“, landeinwärts bis Nagpore, ebenso erhält Behar und die westliche Hälfte des Gangesdeltas viel von den Frühlingsregen in dieser Form. Sie sind nicht bestimmt abgegrenzt gegen die Monsunregen selbst, in der Regel gehen jedoch

den letzteren 2 bis 3 Wochen heissen trockenen Wetters voraus.

In Kalkutta setzen die Monsunregen um die zweite oder dritte Woche des Juni ein, zu Darjeeling schon etwas früher; in Westbengalen und den NW-Provinzen 2 bis 3 Wochen später. An der Küste von Arakan (Akyab, Sandoway) treten die Regen um 1 bis 2 Wochen früher ein, als in Niederbengalen.

Eine allgemeine Uebersicht über die jährlichen Regenmengen in den verschiedenen Teilen Indiens gibt folgende Tabelle, welche wir nach Blanford, Meteorology of India 1879, zusammengestellt haben.

Provinz	Fläche [1]	Zahl d. St.	Regen cm	Provinz	Fläche	Zahl d. St.	Regen cm
Ceylon	24	12	181	Guzerat	54½	10	88
Carnatic	72	28	85	Rajputana	67	19	61
Mysore, Hyderabad	84	10	69	Sind, Cutsch	66½	10	23
N-Deccan	48	14	73	Pandschab Eb.	118	29	55
Berar	43	12	76	NW-Prov., Oudh	82	43	95
Malabar, Ghats	18	8	290	Behar	30	8	107
Kokan, Ghats	16	11	305	W-Bengalen	38	6	130
C. India States	89	21	107	Assam, Cachar	61	14	256
C.-Provinzen	61	15	125	Arakan	11	4	434
Orissa	27	13	116	Pegu	32½	6	190
Unter Bengalen	54	21	171	Tenasserim	10½	4	433

Die grössten Regenmengen findet man auf den dem SW-Monsun zugekehrten und demselben direkt im Wege liegenden Gebirgsabhängen, so in den West-Ghats und auf der Westseite der Halbinsel von Malakka und Tenasserim, ferner auf der Südseite des Khassiagebirges (Cherrapungi).

Die ungeheure Regenmenge von Cherrapungi ist ganz lokal und durch die eigentümliche Lage dieser Station auf der Südseite des Khassiagebirges in 1250 m Seehöhe bedingt, welche ein rasches Emporsteigen und eine

[1] In Tausenden von englischen Quadratmeilen. Die Zahlen sollen hier nur die relative Grösse der Regenprovinzen andeuten.

Konzentration der bei hoher Temperatur mit Wasserdampf gesättigten Luftmassen des SW-Monsuns bedingt. Die Khassia-Hills erheben sich steil aus der Ebene von Silhet bis zu 1500—1800 m, während die Ebene an ihrer Basis nur wenige Fuss über dem Meere liegt und während der Regenzeit völlig unter Wasser steht, das natürlich eine höhere Temperatur annimmt, als sie die Bai hat. Dies gibt dem SW-Monsun einen ganz ungewöhnlichen Wasserdampfgehalt. Im Jahre 1861 fielen 22,990 mm Regen; im Juli allein 9300 mm. Die grösste Regenmenge an einem Tage erreichte (14. Juni 1876) 1036 mm! Regenmengen von 50 cm im Tag kommen öfter vor.

Die durchschnittlich grösste Regenmenge (über 400 cm) scheint an den Küsten von Tenasserim und Malakka zu fallen (Sandoway 539 cm). An der Westseite der Ghats haben mehrere Stationen bis zu 600 cm und darüber (Baura 662 cm). Der Himalaya liegt schon ausserhalb der Tropen und hat nur im östlichen Teile Regenmengen, die sich mit diesen vergleichen lassen. So fallen zu Fort Buxa (Bhutan-Himalaya) 554 cm. Uebrigens haben auch die äusseren Ketten des nordwestlichen Himalaya noch örtlich grosse Regenmengen, so hat Dharmsala 323 cm, Mussooree (1780 m) 360 cm. Jenseits dieser Aussenketten haben die inneren Ketten und Hochthäler schon viel geringeren Regenfall, im nordwestlichen Himalaya 100—150 cm. Das obere Industhal ist fast regenlos, Leh hat bloss 33 mm Regenfall, davon fällt auf den August das meiste, etwa 18 mm. Vermöge der hohen Temperatur der Hochebenen im Norden des Himalaya während der Regenzeit im Süden kann sich wenig Wasserdampt über denselben kondensieren. Es ist wahrscheinlich, dass die hohen Schneegipfel, welche oberhalb der eigentlichen Monsunströmung liegen, im Winterhalbjahr mehr Niederschläge empfangen, als im Sommerhalbjahr. Beim Uebergang der Jahreszeiten jedoch, gegen Ende des September, fallen zuweilen Schneemassen von mehreren Fuss Dicke auf den Pässen über die indische Wasserscheide (Hill).

Den geringsten Regenfall haben Sind, das südliche Pandschab und das westliche Rajputana. Weder Sommer-

noch Winterregen sind hier regelmässig, in der Wüste von Thur fällt zuweilen mehr als ein Jahr hindurch gar kein Regen.

Von grosser Wichtigkeit für Indien sind die Schwankungen im Betrage des jährlichen Regenfalls, das teilweise oder gänzliche Ausbleiben der Monsunregen, sowie in Nordindien der Winterregen, von denen die Frühlingsernte abhängt. Die Bevölkerung Indiens lebt fast ganz von vegetabilischer Nahrung nebst Milch und Butter[1]). Daher tritt leicht Hungersnot ein, wenn der Regenfall für die Ernte ungenügend ist. Wo der jährliche Regenfall unter 40—50 cm bleibt, ist in Indien der Ackerbau nur bei künstlicher Bewässerung möglich, hier ist man ziemlich unabhängig vom lokalen Regenfall. Wo der Regenfall 100—130 cm überschreitet, treten grosse Missernten infolge von Regenmangel selten ein; wenn es aber einmal geschieht, dann sind die Folgen sehr schwere, denn in den reicher bewässerten Distrikten ist auch die Bevölkerung sehr dicht. Die Hungersnot in Bengalen 1873 und in Orissa 1866 zeigen dies. Die Regionen, wo der normale Regenfall 60—90 cm beträgt, leiden am meisten von Dürren; es sind dies: der nordwestliche Teil der Nordwestprovinzen und von Rajputana, das Deccan mit einem Teil des Distriktes von Madras (Strachey).

Die Schwankungen der jährlichen Regenmengen im tropischen Teile Indiens sind sehr beträchtlich. Die Extreme des jährlichen Regenfalles zwischen 1840—1876 waren: Madras 206 cm (1847) und 55 cm (1876)[2]); Bangalore 163 cm (1867) und 44 cm (1876); Bombay 292 cm (1849) und 103 cm (1871); Jubbelpure (seit 1845) 221 cm (1874) und 73 cm (1868); Kalkutta 237 cm (1871) und 115 cm (1873). Die mittlere Veränderlichkeit der Jahresmenge (mittlere Abweichung der Jahre vom Gesamtdurchschnitt) beträgt für Madras 26 %, für Bombay 18 % und für Kalkutta 13 % der normalen Jahresmenge.

---

[1]) Da es in Indien keine Weiden gibt, so ist der Unterhalt von Vieh an sich schwierig, und eine Periode der Dürre hat darum für den Viehstand die bedenklichsten Folgen.

[2]) Von 1813—1839 waren die Extreme: 47 cm 1832 und 224 cm 1827.

Man will in diesen Schwankungen 10—11jährige Perioden erkannt haben, die den Sonnenfleckenperioden entsprechen sollen; wenn sich aber auch in den Mitteln längerer Jahresreihen eine Zunahme des Regenfalles zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima und eine Abnahme um die Zeit der Minima angedeutet findet, so ist an eine praktische Verwertung dieses Resultates kaum zu denken, weil in den einzelnen Fällen die Abweichungen von der Regel viel zu häufig sind. Man hat ferner gefunden, dass in Nordindien die Winterregen meistens eine den Monsunregen entgegengesetzte Periodizität haben, dass auf sehr reichliche Winterregen meist spärliche Monsunregen folgen, oder, was dasselbe ist, von einer schwachen Entwickelung des Sommermonsuns gefolgt werden.

Luftfeuchtigkeit und Bewölkung. Die Verteilung der relativen Feuchtigkeit, sowie der Bewölkung entspricht im allgemeinen der Verteilung des Regenfalls. Die Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit in Südindien an den Westküsten liegen bei 80%, an den Ostküsten bei 60—70%. Assam hat gleichfalls eine konstant hohe Luftfeuchtigkeit. Die Trockenheit nimmt landeinwärts gegen das Pandschab hin zu und erreicht dort ihren grössten Grad, die Jahresmittel betragen 50—55%. Die jährliche Schwankung dürfte in den Nordwestprovinzen ihren höchsten Grad erreichen; in der heissen Zeit April und Mai sinken die Monatmittel auf 30—40% herab, erheben sich in der Regenzeit dagegen bis zu 80%.

Die mittlere jährliche Bewölkung beträgt in Südindien 50—60%, sie sinkt dagegen in den Nordwestprovinzen und im Pandschab auf 20—40% herab (Multan 17, Lahore 28, Agra 25, Ihansi 14 etc.). Die jährliche Aenderung ist gleichfalls wieder in den Nordwestprovinzen am grössten, im November sinkt die Bewölkung auf 10, ja auf 3% herab, und erhebt sich im Juli oder August auf 70—80%.

Den Zusammenhang zwischen den herrschenden Winden und dem Gang der wichtigsten anderen meteorologischen Elemente ersieht man aus folgenden Mittelwerten für Benares. Man muss dabei berücksichtigen, dass im

Gangesthal der Regenmonsun des Sommers ein Ost- oder Südostwind ist.

Mehrjährige Mittelwerte für Benares.

		Okt.—Jan.	Febr.—Mai	Juni—Sept.
Häufigkeit der Winde und Stillen in Tagen	N	4	9	3
	NE	8	11	10
	E	13	13	**31**
	SE	3	4	11
	S	4	5	9
	SW	9	7	11
	W	**34**	**34**	22
	NW	13	18	7
	Stillen	**35**	19	18
Windgeschwindigkeit[1]		**44***	72	**74**
Mittlere Temperaturschwankung Cels.	Tägliche	17,9°	**19,1°**	9,6*
	Monatliche	25,1	**27,8**	16,3*
Relative Feuchtigkeit Proz.		65	**44***	**77**
Mittlere Bewölkung „		19*	22	**64**
Regenmenge mm		74	39*	**910**

Den jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit und Bewölkung in den Nordwestprovinzen ersieht man aus folgenden Mittelwerten nach den mehrjährigen Aufzeichnungen an 12 gut verteilten Stationen:

	Relative Feuchtigk.	Bewölkung	Regen %		Relative Feuchtigk.	Bewölkung	Regen %
Okt.	50%	12%	3	April	35*	19*	1*
Nov.	50*	9*	0*	Mai	39	21	3
Dez.	56	25	1	Juni	55	39	12
Jan.	**59**	**28**	**3**	Juli	77	**71**	**32**
Febr.	53	26	2	Aug.	**78**	67	26
März	44	24	2	Sept.	74	49	15

November und April grenzen hier die beiden Jahreshälften in Bezug auf Regenfall, Luftfeuchtigkeit und Bewölkung in sehr markierter Weise ab.

Hagelfälle können in allen Teilen Indiens vorkommen, selbst in Ceylon. Die Schlossen sind oft sehr gross von 1½—2½ cm im Durchmesser, Graupel sind in Indien unbekannt (Blanford). Die Hagelfälle treten fast nur in der trockenen Zeit von Februar—März ein,

[1]) Engl. Meilen pro Tag.

in der Regenzeit fehlen sie fast ganz. Im Gangesthal bis nach Kalkutta herab bringen meist die Gewitterstürme aus NW zwischen März und Mai gelegentlich auch einen Hagelfall.

Cyklonen. Ein klimatischer Faktor, mit welchem in einem Teile Indiens gerechnet werden muss, sind die grossen Wirbelstürme oder die Cyklonen der Bai von Bengalen. Sie treten fast ausschliesslich um die Zeit des Monsunwechsels auf und sind in der kalten wie in der Regenzeit höchst selten. Sie entstehen im südlichen Teil der Bai, in der mittleren und östlichen Hälfte, zumeist in der Gegend der Nikobaren und Andamanen und schreiten, nachdem einige Tage bis zur völligen Ausbildung des Wirbelsturmes vergangen sind, in der Richtung nach N und W über die Bai fort, treffen zumeist die Coromandelküste und Unterbengalen, indem sie an ersterer nach NE hin umbiegen. Ueber dem Lande angekommen, lösen sie sich bald auf. Doch ist es auch schon vorgekommen, dass die Cyklonen der Bai die Halbinsel durchquert haben. Sie verursachen zuweilen ungeheure Verheerungen, namentlich durch die sie begleitende Sturmflut. Bei der Cyklone vom 31. Oktober zum 1. November 1876 gingen in den flachen Reisländereien an der Mündung des Megna mehr als 100,000 Menschen durch die Ueberflutung zu Grunde, bei der Kalkutta-Cyklone vom 5. Oktober 1864 ertranken in der Sturmwelle (5 m über der Springfluthöhe) des Hugly 48,000 Menschen und mehr als 100,000 Stück Vieh. Am 7. Oktober 1737 soll die Sturmwelle des Hugly eine Höhe von 12 m erreicht und 300,000 Menschen weggeschwemmt haben.

Am häufigsten von Cyklonen heimgesucht sind die Coromandel- und Orissaküste, sowie das Delta des Ganges; an der Küste von Arakan sind sie sehr selten. Desgleichen sind sie selten im Arabischen Meer und sie scheinen dort meist in der Gegend der Lakadiven sich zu bilden. In der Bai von Bengalen kommen im Durchschnitt von 1864—76 2,5 Cyklonen auf das Jahr; manche Jahre haben die doppelte Zahl, in manchen fehlen sie

ganz. Im allgemeinen sind die Wirbelstürme in der Bai von Bengalen seltener als in den chinesischen Meeren. Die jährliche Periode der Cyklonen in der Bai von Bengalen ersieht man aus folgenden von Blanford gegebenen Zahlen der Häufigkeit derselben in den letzten 139 Jahren.

Dez.	9	März	2	Juni	10	Sept.	6
Jan.	2	April	9	Juli	3	Okt.	**31**
Febr.	0	Mai	**21**	Aug.	4	Nov.	18

Die Gesamtzahl ist 115, weitaus die meisten kommen auf die Perioden des Monsunwechsels (April—Mai 30, Oktober—November 49).

Im nachstehenden reproduzieren wir einige klimatische Schilderungen, welche eine lebhaftere Vorstellung von einigen der Eigentümlichkeiten des indischen Klimas geben, als sie durch eine wissenschaftliche Darstellung des Klimas allein erreicht werden kann.

Der Eintritt des SW-Monsuns (the bursting of the monsoon) an der Westküste von Indien wie auf Ceylon wird übereinstimmend als von imposanter Grossartigkeit geschildert, von welcher das Ausbrechen unserer heftigsten Sommergewitter nur eine schwache Vorstellung zu geben vermag. Es ist dies zugleich ein Ereignis, welchem mit gespannter Erwartung und Aengstlichkeit entgegengesehen wird, denn von dem richtigen Eintritt desselben hängt das Schicksal Indiens für ein Jahr wenigstens zum grössten Teile ab.

Hören wir zuerst J. A. Broun über den Gegensatz der West- und Ostküste von Südindien und dem Eintreten des SW-Monsuns daselbst. Der Beobachtungspunkt ist der Agustia Peak (8° 38′ N., 1890 m), der höchste Gipfel der W-Ghats, auf welchem Broun ein Observatorium errichtet hatte[1]).

Von der Plattform des Observatoriums überblickt man den ganzen Süden der indischen Halbinsel, Travancore von Cochin bis Kap Comorin und die Ostküste bis zur Adamsbrücke im Golf von Manar. Nach Westen trifft der Blick ein gewelltes waldbedecktes Land, fern am Horizont den Ocean mit seinen Wolkenketten am Morgen und den goldenen mit dem roten Himmel zusammen-

[1]) Die höchst interessanten Beobachtungen daselbst sind leider noch immer nicht veröffentlicht.

fliessenden Spiegel bei Sonnenuntergang. Auf der Ostseite kann man das Meer sehen zwischen Ceylon und der Coromandelküste, doch alles dazwischen ist flach, gelb und rot, einige Streifen von Grün, kleine Wasserflächen mit Palmyrapalmen umsäumt, nehmen sich aus wie Oasen in der Wüste. Wenn das Auge ermüdet ist vom Anblick dieser glühenden Fläche, so erfrischt es sich an den waldigen Abhängen der Ghats und den grünen Hügeln und Reisfeldern von Travancore. An einem klaren Morgen hört man hier nichts als das ferne Murmeln der Wasserfälle, das gedämpfte Geschrei der Affen in den Wäldern unterhalb und das Summen der Insekten, die diesen Hochgipfel besuchen.

Es gibt keinen Ort in Indien, wo man das Ausbrechen (bursting) des Monsuns besser beobachten und studieren kann als hier. Einen Monat oder länger schon vor dem schliesslichen Losbrechen des Unwetters kann man die demselben vorausgehenden Erscheinungen zu seinen Füssen beobachten, während der Gipfel des Berges selbst selten von den Gewittern besucht wird, welche an seinen westlichen Flanken wüten.

Am Morgen sieht man eine Kette schön geformter Cumuli über den Seehorizonten von Malabar und Coromandel ruhen. Früh schon beginnen die Wasserdämpfe sich an den westlichen Abhängen zu erheben; die Wolken sammeln sich und suchen die niedrigsten Uebergänge in die östlichen Thäler zu passieren; es scheinen ihnen abstossende Einflüsse zu opponieren, denn kein Lufthauch ist zu fühlen; sie erheben sich zuletzt, am Nachmittag, in mächtigen Massen gekrönt mit Cirruswolken (einer Cirrostratusdecke), welche sich nach Osten hin über unsere Köpfe ausbreiten, gleich einem ungeheuren Sonnenschirm. Dann beginnen die Blitze in den verschiedensten Verzweigungen von Wolke zu Wolke zu zucken, der Donner rollt erst in einzelnen scharfen Schlägen, zuletzt kontinuierlich; man hört den Regen klatschend auf das Laubdach der Wälder niederfallen. Nach einer Stunde oder einigen Stunden, je nach der Entfernung des Monsuns, verlassen die Wolken die Berge, ziehen westwärts und verschwinden; die Sonne strahlt wieder über dem westlichen Meere und nimmt im Sinken phantastische Formen an; die Sterne glänzen in all ihrer Schönheit, und der Morgen bricht wieder an mit einer Wolkenkette am Horizont.

Sowie der Monsun näher kommt, suchen die Wolkenmassen mit mehr und mehr Energie die Berge nach Osten zu überschreiten; zuweilen zeigen sich zwei solcher Massen, die eine kriecht das östliche Thal herauf, während die andere den Pass von Westen her zu forcieren sucht. Nichts ist interessanter als diesen Kampf der Nebel zu verfolgen. Tag für Tag dringen die westlichen Wolken ein wenig weiter vor; zuletzt aber kommen sie, getrieben von einer gigantischen Kraft, steigen zu den Gipfeln der Berge empor und ergiessen sich über deren Wall in die östlichen Thäler, gleich dem Dampf aus einem grossen Kochkessel; sie stürzen zuerst niederwärts, Niagaras von Wolken, und dann,

wie sie emporwallen, verschwinden sie, aufgezehrt in der heissen Luft des Ostens. Der Sturm, mit einer Sündflut von Regen, streicht über die Berge, und der Monsun herrscht über den Niederungen von Malabar.

Das Einsetzen des SW-Monsuns an der Westküste Ceylons beschreibt uns Haughton jun.

Man beobachtet die Monsune am besten in den Niederungen an der Küste; im Innern zwischen den Bergen werden sie vielfach abgelenkt und verlieren ihre Individualität zum grossen Teile. An der Küste jedoch kann man den Monsun in all seiner Grösse beobachten, namentlich wenn er schon „überfällig" ist und Dürre am Lande geherrscht hat. Im April und Mai kommt die Windfahne ins Schwanken und dreht sich oft im Kreise. Dies währt zwei oder drei Wochen, bis sie endlich stetig SW zeigt, und jetzt naht der Monsun. Der Wind kommt frisch von SW über die See her und nach einigen Tagen zeigen die meilenlangen mit Getöse am Strande sich brechenden Wellenzüge, dass der Monsun im eiligen Anrücken ist. Das Barometer fällt dann rasch, der Himmel wird dunkel und drohend, es herrscht eine Todesstille über dem Lande. Dann flammen die Blitze, der Donner brüllt, der Wind bläst wild von SW über die See und peitscht die Wellen, der Regen kommt in Strömen hernieder, zahlreiche Wasserhosen bilden sich über dem Meere. Sandbänke, das Werk des NE-Monsuns während seiner sechsmonatlichen Herrschaft, werden von der See an der Westküste in einigen Nächten weggespült. Die Flüsse steigen 10 m in einer Nacht und überfluten, da sie ihre Mündungen mehr oder weniger von der See mit Sand verstopft finden, die Niederungen.

Der Ausbruch („bursting") des Monsuns währt mit grösserer oder geringerer Stärke drei Wochen oder einen Monat, während welcher Zeit heftiger Regen unaufhörlich herabstürzt; dann klärt sich das Wetter und der Wind bläst frisch und stetig von SW für die nächsten Monate. Man kann aber mehr oder weniger stets Regen erwarten während dieses Monsuns, der deshalb der nasse Monsun heisst, im Gegensatz zum NE-Monsun. Im Oktober oder November treten ähnliche Erscheinungen an der Ostküste ein, nur nicht in einem so grossen Massstabe wie beim SW-Monsun, und dann bläst der Wind konstant von N u. E. Es beginnen sich nun an den Mündungen der Flüsse der Ostseite Barren zu bilden, während an der Westküste die Flüsse jetzt jene Barren, die sich während des SW-Monsuns gebildet haben, nun hinwegräumen. Wenn der NE-Monsun einmal eingesetzt hat (has burst) ist kein Regen mehr zu erwarten, ausgenommen an der Ostküste; er weht über die ganze Insel stetig als ein kalter schädlicher Wind. An der Westküste von Ceylon hat der NE, während der ersten Hälfte seiner Herrschaft, einen höchst verderblichen Einfluss. Man nennt ihn an der Küste von Colombo den Landwind, und um ihm zu entgehen, verlässt, wer kann, Colombo und zieht

sich auf die Berge[1]). Der Landwind ist ein trockener frostiger Wind, und ihr fühlt instinktiv, dass er gefährlich ist, und schliesst Thüren und Fenster an der Seite des Hauses von welcher er kommt. Bei Nacht ist er noch gefährlicher, und selbst nur kurze Zeit in der Dunkelheit in einer Veranda diesem Wind ausgesetzt zu sitzen ist strenge zu vermeiden. Unter den geringeren Uebeln sind zu nennen Rheumatismen und Neuralgien. Unter seiner Trockenheit werfen sich Fourniture und Thüren. Er bringt Verkühlungen aller Art, Fieber, Dysenterie, auch die Cholera tritt häufiger während seiner Herrschaft auf.

Blanford bemerkt über den klimatischen Gegensatz der West- und Ostküste von Ceylon:

Der Regenfall ist an der Westküste häufig und stark, die Temperatur hoch und gleichmässig, die Vegetation dicht und sehr üppig, wie dies für tropische Inseln charakteristisch ist, und noch an der Küste von Travancore sich findet. Die Ebenen an der Ostküste sind trocken, und Klima wie Vegetation haben sehr viel Aehnlichkeit mit der von Carnatic. Wenn der SW-Monsun weht im Mai und Juni und Ströme von Regen auf die waldbedeckten Abhänge der Windseite des Gebirges entladet, so ist der Kontrast gegen die Ostseite desselben Gebirges sehr auffallend und die zwei entgegengesetzten klimatischen Gebiete sind scharf abgegrenzt. Newara Eliya in 1890 m Seehöhe liegt Tag für Tag und selbst Woche für Woche unter einem dichten Wolkenschirm, der alle hohen Berge einhüllt und aus dem fast unaufhörlicher Regen herabströmt. Wenn nun der Reisende den Ort auf der Strasse nach Badulla verlässt, den Kamm der Hauptkette in einer Entfernung von 4—5 km überschreitet und den Abstieg nach Wilsons Bangalow beginnt, so eröffnet sich ihm plötzlich ein überraschendes Panorama auf die in glänzendsten Sonnenschein gebadeten grasigen Kuppen der niedrigeren Berge, während über den Bergrücken hinter ihm die Wolkenmassen fort und fort von West her sich herabwälzen, um sich sofort wieder aufzulösen in der trockenen Luft der Leeseite des Gebirges.

Eine vortreffliche allgemeine Schilderung des Klimas im Pandschab hat Herr J. N. Merk gegeben, der als Missionär der englischen Missionsgesellschaft 16 Jahre im Pandschab gelebt hat. (Acht Vorträge über das Pandschab. Bern 1869.)

„Wie das übrige Indien hat das Pandschab eigentlich nur drei Jahreszeiten: den Sommer oder die heisse Zeit, die Regenzeit und den Winter, den wir in Indien einfach die kalte Zeit

[1]) Nach der Regenzeit bringen die Landwinde die Miasmen des austrocknenden Bodens; dies ist wohl der Grund, weshalb man den NE an der Westküste anfänglich fürchtet.

nennen. Die heisse Zeit fängt im April an. Im März aber ist es schon so warm, dass Gerste und Weizen reifen und eingeheimst werden. Vom April bis Juni regnet es in der Regel nicht. Der Westwind herrscht vor und wird, über die erhitzten Sandflächen der Indusregion herkommend, ein wahrer Glutwind. Man kann sich in der gemässigten Zone keine Vorstellung machen von der trocknenden, wahrhaft sengenden Hitze dieses Windes. Wenn man sich ihm aussetzt, so glaubt man, man wende das Gesicht einem geöffneten Backofen zu. Das Thermometer steigt im Schatten bis über 50° C. Wer frische Luft geniessen will, muss um diese Jahreszeit bei Morgendämmerung zwischen 4 und 5 Uhr ins Freie gehen, denn unmittelbar nach Sonnenaufgang fängt die Hitze wieder an. Nach 7^h morgens geht ohne Nötigung kein Europäer mehr aus, nötigen ihn Geschäfte dazu, so muss er durch dicke Kopfbedeckung und Schirm sich gegen die Sonnenstrahlen schützen. Da Schläfen und Hinterkopf am empfindlichsten sind, so schützt sowohl der Eingeborene als der Europäer diese Teile durch einen Turban oder durch eigentümliche Hutformen, welche die Sonnenstrahlen abhalten, aber die Luft durchstreichen lassen.

Bei Sonnenaufgang, also bald nach 5 Uhr, müssen die Häuser geschlossen werden und nur eine kleine Thür bleibt offen für Kommunikation mit der Aussenwelt; das Haus des Europäers gleicht so mehr einem finstern Gefängnis als einer Wohnung. So lange der Glutwind stark weht und regelmässig anhält, können die Zimmer einigermassen kühl erhalten werden durch „Grasthüren“, die vor die Thüröffnung gestellt und fortwährend mit Wasser begossen werden, oder durch die Windfächer des sogen. „Thermantidot“, welche von einem Manne beständig herumgedreht und mit Wasser begossen werden. Bei Nacht setzt man grosse Fächer „Panka“ in Bewegung, welche die Länge des Zimmers haben, an der Decke angebracht sind und von aussen mittels eines Seiles in Bewegung versetzt werden. Wer sich diese künstlichen Kühlungsmittel nicht verschaffen kann, steht fünf Monate lang die tägliche Qual unerträglicher, erschlaffender Hitze aus. Menschen und Tiere schmachten und schnappen nach Luft, wenn das Thermometer im Hause Tag und Nacht zwischen 35 und 45° C. steht. Allmählich verliert der Europäer Appetit und Schlaf, alle Kraft und Energie verlassen ihn. Auf die Pflanzenwelt macht sich die Hitze nicht minder fühlbar. Fast alles Grün verdorrt, das Gras scheint bis auf die Wurzel zerstört zu sein, Sträucher und Bäume scheinen abzusterben, die Erde wird hart wie auf einer Strasse, der lehmige Boden springt auf, die ganze Landschaft erhält den Charakter der Oede und Melancholie. Der heisse Glutwind hört im Juni allmählich auf und man hat nun Windstille. Nun erst wird die Hitze wahrhaft fürchterlich. Grasthüre, Thermantidot helfen nicht mehr. Alles sehnt sich nach der nahen Regenzeit. Man darf dieselbe nicht erwarten, nicht einmal einen einzigen Regenschauer, bevor Süd- und Ostwind eingetreten ist. Die Regenzeit dehnt sich auch nicht über das ganze Pandschab

aus, schon Lahore hat wenig Regen, Multan fast gar keinen und der Bauer im Westen des Pandschab ist ganz auf die künstliche Bewässerung seiner Felder angewiesen.

Der S- und E-Wind bringen Wolken und heftige Gewitter mit starken Regengüssen, die sich täglich oder doch jeden zweiten oder dritten Tag wiederholen, und endlich die Regenzeit, die im Himalaya anfangs Juli beginnt und Ende August oder Mitte September aufhört. Im Juli beginnen die Bäume zum zweiten Male auszuschlagen, das Gras wächst wieder und bald zeigt sich eine Vegetation, die, durch Wärme und Feuchtigkeit begünstigt, kaum zu bewältigen ist. Der Bauer arbeitet jetzt hart mit Pflügen, Säen und Jäten. Im Juni, während der grössten Hitze wird der Reis gesät, im September wird er schon geschnitten. Der Mais wird innerhalb zwei Monaten gesät und eingeheimst. Im Juli und August fällt der meiste Regen. Wer auf den südlichen Vorbergen des Himalaya über 1200 m hoch wohnt (und die Europäer lieben eine Höhe von 2100—2400 m über dem Meere), der ist oft wochenlang im Nebel und in den Wolken und sieht weder Sonne noch Landschaft.

Nachdem es 4—6 Wochen lang sehr viel, oft 2—3 Tage lang unaufhörlich geregnet hat, klärt es sich meistens wieder auf und man hat oft einige Wochen lang keinen Regen, worauf wieder einige Wochen hindurch Regenwetter eintritt. So wohlthuend die durch diese Regengüsse gebrachte Kühlung empfunden wird, so drückend schwül und heiss wird es, wenn der Regen auch nur einen halben Tag ausbleibt. Wie eine schwere warme Decke lastet die Luft auf einem und dazu kommt die Plage der Moskitos bei Tag und Nacht. Das Insekten- und Amphibienleben wird jetzt erst recht lebendig; abends schwirrt und sumst und zirpt es überall um einen her, die Frösche suchen ins Haus zu kommen, viel bedenklicher und unheimlicher aber sind Besuche von Skorpionen und Schlangen, daher es nie ratsam ist, um diese Zeit im Dunkeln herumzugehen.

Wie stark und unangenehm der Einfluss der grossen Feuchtigkeit besonders gegen Ende der Regenzeit wird, kann man sich in unserem Klima kaum denken. Alles Holzwerk schwillt und Thüren und Fenster können nur mit Mühe geschlossen werden. Schuhe und überhaupt alles Lederwerk tragen dicken Schimmel, die Bücher verschimmeln, das Papier schlägt durch, die Wäsche wird in den Schränken feucht und oft muss man bei drückender Hitze ein Feuer im Kamin haben, um nur einigermassen den Einfluss der Feuchtigkeit zu neutralisieren.

Die unmittelbar auf den Regen folgende Zeit bis zum Oktober ist die ungesundeste, die faulende Vegetation erzeugt unter dem Einfluss der Sonne Miasmen, und die Folge davon sind Fieber, Dysenterie und nicht selten Cholera.

Gegen Ende der Regenzeit freut man sich, die schweren dunkeln Wolken wegziehen zu sehen. Die Hitze wird aber bald wieder so gross, dass man sich nach der kalten Zeit sehnt, und

mehr als je beobachtet man die Windfahne, ob nicht die angenehmen kühlen N- und W-Winde eintreten. Mit Anfang des Oktober werden diese Winde beständig, reinigen den Himmel, und nun erscheint wieder in all seiner Pracht das Blau des Firmaments, das in dem heissen Klima so ungemein herrlich ist. Diese Reinheit, Pracht und ich muss sagen Majestät des Firmaments im Himalaya zeigen sich am vollkommensten nach einem Schneefall. Man kann sich dann mit dem Blick fast nicht vom Blau des Himmels trennen, wenn die Wolken sich wieder verteilt haben und man, in einem Eichen- oder Cedernwald stehend, nach dem Firmamente sieht. Dies ist auch die Zeit, den Sternenhimmel zu betrachten, und ich erinnere mich, den Schatten von Bäumen und Menschen ganz deutlich im Lichte der Venus gesehen zu haben. Von Oktober an hat man in der Regel heiteren Himmel bis Weihnachten, die Luft ist rein und ungemein lieblich und ein angenehmeres Klima kann man sich kaum denken. Nur dürfen wir nie vergessen, dass wir immer die indische Sonne über uns haben, und dass man selbst während der kalten Zeit nie mit unbedecktem Haupte sich derselben aussetzen darf. Die Europäer atmen jetzt wieder auf und nun ist es eine Lust, mit guter Kopfbedeckung sich im Freien zu bewegen. Das Obst hat freilich aufgehört, dagegen erinnert den Europäer sein Garten an die Heimat, denn jetzt liefert ihm derselbe die meisten europäischen Gemüse und unsere beliebtesten Gartenblumen entfalten sich und erfreuen das Auge mit ihren bekannten Formen, daneben schimmern auch Citronen und Orangen durch das dichte dunkle Laub, während Afghanen und Kaschmiri aus den höher gelegenen Gegenden Aepfel, Birnen, Trauben, auch getrocknete Aprikosen und Feigen, freilich zu hohen Preisen, zum Verkaufe bringen. Fünf bis sechs Monate arbeitet jetzt der Europäer wieder mit Lust und Kraft. Jetzt ist auch die Zeit des Reisens gekommen. Die Garnisonen der Stationen werden gewechselt, die Civilbeamten ziehen in ihren Distrikten herum, um überall selbst nachzusehen, der Missionär benützt die Zeit, von Ort zu Ort zu ziehen und das Evangelium zu verkünden.

Im Dezember und Januar ist ein Feuer oft den ganzen Tag im Kamin, morgens und abends aber besonders angenehm. Die Nächte sind empfindlich kalt, in der Ebene hat man gelegentlich Eis und Reif und das Thermometer kann in der Nähe des Bodens bis auf —5° C. sinken. Im Pandschab haben wir während der zweiten Hälfte der kalten Zeit ziemlich viel Regen, ohne denselben fällt die Gersten- und Weizenernte sehr spärlich aus. Auch die Hülsenfrüchte bedürfen des Winterregens. Im Februar haben wir einen kurzen Frühling. Viele Bäume schlagen aus und jeder Strauch liefert seinen Beitrag zum Blumenschmuck der Landschaft. Dieser Frühling ist aber von kurzer Dauer und schon im März wird es in der Ebene wieder heiss und der heisse Sommer ist vor der Thür. Ein Sandsturm jedoch hält den Sommer hie und da noch eine Woche auf. Der Sandsturm ist an und für sich sehr

unangenehm, und die Luft ist so mit Sand gefüllt, dass eine ägyptische Finsternis seine unmittelbare Folge ist, zu welcher Stunde des Tages er anfangen mag. Der Tisch ist vielleicht gedeckt und der Koch ist im Begriffe das Mittagessen zu bringen, in wenigen Minuten aber ist es so finster, dass man die Hand vor dem Gesichte nicht sieht, und alles muss eingestellt werden, bis der Sturm ausgetobt hat. Am übelsten daran sind diejenigen, welche sich gerade im Freien befinden; sie müssen bleiben, wo sie sind, und müssen sich vor dem Sande schützen, so gut sie eben können. Ein solcher Sturm dehnt sich über grosse Strecken aus und von der dichten Finsternis, die er verursacht, kann man sich eine Vorstellung machen, wenn ich sage, dass wir in den Bergen mittags die Lampe anzünden müssen, wenn ein Sandsturm in einer Entfernung von 20—30 Stunden sein Unwesen treibt und ohne selbst bis zu uns vordringen zu können, dichte Staubwolken heraufjagt. Auf der Ebene selbst dringt der feine Staub, den der Sturm in grossen Quantitäten mit sich führt, überall ein, nicht nur in gut geschlossene Zimmer, sondern auch in Koffer und Schränke. Nach einem solchen Sandsturm muss das Haus von oben bis unten gefegt werden, und noch mehr beeilt man sich durch ein Bad sich von dem lästigen Staub zu reinigen. Hie und da ist der Sandsturm von Regen begleitet, er ist dann um so geschätzter, aber auch ohne Regen ist er willkommen, denn er kühlt die Luft auf einige Tage, vielleicht eine Woche ab, und in Indien, besonders im Pandschab, ist alles willkommen, was die glühend heisse Luft abkühlt und dem Europäer eine erträgliche Existenz gewährt."

Das Klima von Manila und den Philippinen überhaupt schildert uns Semper (die Philippinen und ihre Bewohner) auf Grund mehrjährigen Aufenthalts daselbst.

Das Klima der Philippinen ist ein tropisch insulares im vollsten Sinne des Wortes. Vollständiger Mangel aller schroffen Gegensätze der Temperatur, hohe mittlere Luftwärme, grosse Regenmenge und grosse Luftfeuchtigkeit, sowie der regelmässige Windwechsel charakterisieren dasselbe.

Das Jahr zerfällt in die Periode des NE-Monsuns, Oktober bis April, die kalte Jahreszeit und die Periode des SW-Monsuns, die warme Jahreszeit. Nach mehrjährigen Beobachtungen ergeben sich folgende Mittelwerte:

Jahreszeit	Temp.	Monatl. Schwkg.	Feucht.	Bewölkg.	Regentage	Gewitter	Mittlere Windrichtung
Dez.—Febr.	24,5	12,4	78	5,4	16,9	0,8	N. 35° E
März—Mai	27,0	13,1	71	4,8	13,1	14,7	N. 79° E
Juni—Aug.	27,1	10,4	82	7,2	52,9	35,9	S. 41° W
Sept.—Nov.	25.9	9.9	84	6,5	45,6	19.5	S. 16° W

Während der drei Wintermonate bringt der sehr regelmässig wehende NE-Wind keinen oder fast keinen Regen, die Felder trocknen aus, das Erdreich springt häufig in tiefen Rissen auf, die Wagen wirbeln unerträglichen Staub auf, traurig und düster bedeckt er die Pflanzen. Dennoch gibt es selten völlig heitere Tage, denn die grosse alltäglich mit aufsteigender Sonne in die Luft gehobene Wassermenge formt sich rasch zu leichten Wölkchen, welche der starke NE-Wind vor sich hin treibt. Wenn aber zu Anfang des Frühlings die Sonne sich dem Zenithe nähert, so mehren sich allmählich mit etwas sinkendem Luftdrucke die elektrischen Entladungen der Atmosphäre, die zuerst als Wetterleuchten in der Ferne, dann als immer näher kommende und heftigere Gewitter, das Herannahen des durch wechselnde Winde und Kalmen bezeichneten Frühlings anzeigen. Bei Sonnenaufgang ist zwar der Himmel noch stets ungetrübt, aber gegen Mittag decken dichte Wolken den Himmel und türmen sich, an einem benachbarten Berggipfel hängend, zu schweren dunkeln Gewitterwolken auf. Dabei erhöht sich die Temperatur rasch um zwei Grade; aber noch immer harren Pflanzen, Tiere und Menschen vergebens auf den erfrischenden Regen, der zuerst im Mai mit einzelnen schweren Tropfen sich ankündet, dann aber plötzlich in heftigen Gewitterregen losbricht. Zugleich damit tritt ein Wechsel der Winde ein. Nicht ohne Zagen und doch mit Freude sieht der Bewohner diesem Wechsel der Monsuns entgegen. Wenn im Mai oder Juni der von Süden her andringende Südwestwind dem Nordost die Herrschaft zu entringen sucht, so sind heftige Stürme, sogenannte „collas“, die einige Tage andauern, die Folge des Kampfes. Häufig erzeugt sich dabei ein „baquio“, ein Wirbelsturm, doch seltener als im September und Oktober beim Wiedereintritt des NE-Monsuns. Ist die „colla“ vorüber, während welcher heftiger Regen die durstige Erde tränkt, so tritt nun die eigentliche Regenzeit ein mit ihren täglich sich wiederholenden äusserst heftigen aber meist nur einige Stunden dauernden Gewitterregen. Diese Periode wird nun charakterisiert durch niedrigen Barometerstand, Windstillen und grosse Schwüle um die Mittagszeit, obgleich die Temperatur nicht über 35° steigt. Zum zweitenmale im Herbste wiederholt sich der Streit der Luftströmungen. Unerwartet und rasch, nicht durch das Fallen des Barometers oder die sich mehrenden Gewitter angezeigt, bricht die „colla“ des Herbstes über Stadt und Land herein. Wehe den Pflanzen und Tieren, den Menschen in ihren Hütten und an Bord der im Hafen ankernden Schiffe, wenn mit ihr der gefürchtete „baquio“ eintritt, der nun viel heftiger als im Frühling auftritt. Ganze Waldungen reisst der Wind in den Bergen nieder, Wolkenbrüche schwellen Giessbäche und Ströme bis zu verheerenden Ueberflutungen an, die Schiffe reisst der durch alle Richtungen der Windrose sich drehende Sturmwind von ihren Ankern ab auf die Untiefen und Klippen.

Einen der heftigsten Wirbelstürme erlebte Manila vom 26.

bis 28. September 1865. Er währte 40 Stunden und war von ungeheuren Regengüssen begleitet, welche eine grosse Ueberschwemmung verursachten. Auch jüngst hat (am 20. Oktober 1882) ein verheerender Wirbelsturm Manila heimgesucht.

Nach mehrfach erneuertem Kampfe gehen dann allmählich die wechselnden Winde in den stetigen Nordostwind des Winters über, der die trockene und kühle Jahreszeit bringt.

Die Verteilung des Regens ist übrigens sehr abhängig von der Lage eines Ortes zur Richtung der Gebirgszüge. So hat Luzon, mit einer hohen von Nord nach Süd streichenden Bergkette, an der Ostseite seine Regenzeit während der Herrschaft des NE-Passats, der seine Feuchtigkeit an den östlichen Berghängen niederschlägt, während der Südwestwind seinen Wasserdampfgehalt auf der westlichen Seite der Insel absetzt. So kann man leicht, indem man von einem Orte zum anderen reist, sich aus der nassen in die trockene Jahreszeit versetzen. Als ich mich im November 1860 in Aparri an der Nordküste Luzons aufhielt, hatten wir fast täglich fallende heftige Regen, die von starken Nordoststürmen gebracht wurden, aber schon in wenigen Stunden hatte uns dann der Dampfer an die Küste von Ylocos gebracht, wo wir durch die hohe Bergkette gegen den Nordost geschützt, bei beständig heiterem Wetter bis nach Manila hinunterfuhren.

In den Kanälen zwischen den Inseln werden die Winde mannigfach abgelenkt, und die Verteilung des Regens wird unregelmässiger. So war in Bohol während zwei Jahren die Verteilung des Regens weniger schroff als in Manila, das Minimum fiel im Frühlinge. Winter: 472 mm, Frühling: 59 mm, Sommer: 449 mm, Herbst: 277 mm. Linao (8° 5′ N. Br., 5° 5′ östlich von Manila) im Innern des östlichen Mindanao, in einem weiten gegen NW offenen Thal, im Osten durch 600—1000 m hohe Berge geschützt, hat im Winter die nasse Jahreszeit. Nach einjährigen Beobachtungen fielen im Jahre 1865 in Millimetern: Winter 1863, Frühling 681, Sommer 580, Herbst 704. Relativ fällt also hier die trockene Jahreszeit in den Sommer, aber trotzdem ist dessen Regenmenge grösser als das Maximum in Bohol und mehr als die Hälfte des Sommermaximums in Manila [1]). Das ganz im Westen unter 6° 50′ N. Br. liegende Zamboanga (auf Mindanao) nähert sich in der jährlichen Verteilung der Niederschläge noch mehr der Aequatorialzone der Kalmen, denn obgleich das Land hier gegen den NE-Wind geschützt und dem SW-Wind offen liegt, bringen beide Winde hier doch so ziemlich die gleiche Zahl der Regentage.

Die Beobachtungen auf der Insel Bohol, zwischen Luzon und Mindanao (Okt. 1863 bis Febr. 1865) ergaben ein Jahresmittel der Temperatur von 25,9° C., der wärmste Monat war der Juni mit 27,0°, der kälteste der Februar mit 24,5°. Dieser abweichende

---

[1]) Man vergleiche Kelung auf der Nordseite von Formosa, wo die Verhältnisse ganz ähnlich sind.

Wärmegang rührt davon her, dass der NE-Passat bis zum Juni anhält und dann erst dem SW Platz macht. Die Jahresmenge des Niederschlags war 142 cm, Maximum im August, Minimum im Mai. Die Beobachtungen in Benguet (16½° N. Br., in 1257 m Seehöhe) ergaben ein Jahresmittel von 18,3°, was mit Manila verglichen eine Wärmeabnahme von 0,6° pro 100 m geben würde, wenn man den Breitenunterschied vernachlässigt.

Klima von Bangkok (nach Campbell und Friedel).

Die grösste Hitze tritt im April ein; wenn einige Nächte hindurch die Brisen aufhören, ist der Zustand der Fremden, ja selbst der Eingeborenen ein wenig beneidenswerter. Von Mai bis August sind die SW-Winde stark und konstant, zuweilen stürmisch, in der ersten Zeit bis Juni ist die Richtung mehr S und SSW, hierauf SW bis September, wo leichte und variable Winde beginnen, und das Aufhören des SW-Monsuns ankündigen. Früh im Oktober setzen nördliche Brisen ein, variierend zwischen W und E im nördlichen Quadranten, und zwischen diesem Monat und November tritt der NE-Monsun völlig seine Herrschaft an. Während des Dezember bläst er streng, im Januar nur mehr mit der Hälfte der Kraft, im Februar wird er schwach, Winde zwischen SSE bis SW treten zuweilen ein. Gegen Ende Februar oder Anfang März hören die N-Winde auf, strenge Brisen von S und SSW herrschen vor, welche die Lokalnamen „Kite“ und „Junk“-Winde führen.

Eine doppelte Regenzeit um die Zeit des Einsetzens und Aufhörens des SW-Monsuns ist zu Bangkok sehr deutlich ausgeprägt auch im Gange der Bewölkung (Jahr 4,4, Maximum September 6,9, Minimum Dezember 1,9) und der Zahl der Gewittertage. Orkane und Wirbelstürme sind in Siam unbekannt. Sogenannte „white squalls“ (Böen) sollen zuweilen im Mai über den Golf hinziehen.

Die trockene Jahreszeit wird von den Siamesen noch in die heisse und kalte geteilt, erstere vom November bis Februar, letztere von da bis zum April reichend. Die Siamesen sind in der kalten Zeit ungemein frostig und empfindlich, sie hüllen sich dann in Decken ein und kauern um Feuer herum. Selbst den Europäern wird dann des Nachts so frostig zu Mute, dass sie sich mit zwei bis drei wollenen Decken zudecken lassen. „Ich entsinne mich,“ sagt Dr. Friedel, „dass ich im Januar 1862 in der grössten Hitze und tüchtig transpirierend mich ins Bett legte und gegen 3 Uhr morgens zähneklappernd erwachte und dies so oft durchmachte, bis ich mir genug Decken verschafft hatte.“ Die Temperaturschwankungen sind in diesem Monate auch die grössten, und diesen ist es wohl zuzuschreiben, dass trotz der Gleichmässigkeit des Klimas die Fremden sich zuerst mit einem tüchtigen Katarrh acclimatisieren. Dieser Katarrh herrschte im Januar 1862 auch in ausgedehntem Masse unter jenen Mitgliedern der deutschen ostasiatischen Expedition, die in Bangkok wohnten, so lange, bis

durch anhaltende kalte Sturzbäder und Waschungen die Haut abgehärtet worden war.

Es mag hiezu bemerkt werden, dass das mittlere Jahresminimum der Temperatur im Freien 15,6° C. ist und dass innerhalb 18 Jahren nur einmal 12° C. beobachtet wurde.

Klima von Hongkong, Macao und Canton. Meyen sagt über den Winter von Canton und Macao (Bemerkungen über die klimatischen Verhältnisse des südlichen China. Abh. der Berl. Akad. 1835.)

„Canton und Macao liegen in einer Zone, in der die Palmen wachsen, wo die Kultur des Zuckerrohres, des Reises, des Nelumbium speciosum, der Ananas, der Orangen und aller schönen Südfrüchte herrscht, wo die Einfassungen der Gärten und Felder unmittelbar an den Ufern des Tigerflusses durch Bananen-, Orangen-, Granaten- und Myrten-Hecken gebildet werden, wo die Dörfer im Schatten der gesellig wachsenden Bambusse, der kostbaren Euphorbia Litchi, der Mangifera indica und anderer edler Fruchtbäume stehen, wo die wunderbare Nepenthes destillatoria wächst und die wasserreichen Schluchten der Berge mit der üppigsten Vegetation aus den Familien der Apocyneen, der Myrtaceen, der Melastomen bedeckt sind. Aber in eben dieser Gegend fällt die Temperatur der Atmosphäre bei eintretendem NE-Wind zu einem so niedrigen Grade, dass man oft des Morgens, besonders nach heiteren Nächten, die Blätter der Pisange gebräunt und welk herabhängen sieht. Doch diese niedrige Temperatur hält zum Glück nur wenige Stunden an, sobald die Sonne wieder erscheint, steigt die Temperatur wieder auf 15—20° C. und auch die vom Frost berührten Pisange erheben sich wieder. Der anhaltende NE-Wind ist ganz besonders trocken. Selbst in geschlossenen Häusern spaltet und reisst alles Holzwerk, die Theeballen darf man nie vor Eintritt des Nordwindes schliessen, und man schreibt den Glanz und die Reinheit der Farben chinesischer Waren mit Recht ihrem schnellen Trocknen im Herbst zu. Dieser hohe Grad von Trockenheit wirkt auch so heftig, dass um diese Zeit Krankheiten infolge von Erkältungen ganz gewöhnlich sind. Bei Menschen, welche im Freien zu thun haben, springt die Haut auf an allen unbedeckten Teilen des Körpers und es dringt häufig das Blut hervor, ganz wie auf den Hochebenen der Kordilleren von Peru, wo man nur tief in Wolle gehüllt die Reise gegen den Wind fortsetzen darf. Um diese Zeit sind die Felder kahl, die Rücken der Berge versengt und der Kontrast gegen die paradiesische Vegetation der Sommermonate ist ausserordentlich gross. Das Erscheinen von Eis auf den Gewässern in der Umgegend von Canton gehört gerade nicht zu den Seltenheiten, oft ist dies in sternhellen Nächten selbst schon im November der Fall.

Während des NE-Monsuns unterscheidet sich Canton von dem nahen Hongkong bedeutend; es schneit dann und wann in Canton, in Hongkong niemals; der Sommer während des SW-Monsuns ist wieder kühler und angenehmer als der von Hongkong, dem ein Bergrücken die Seewinde abhält. Aus diesen Gründen wird Canton für gesünder gehalten als Hongkong."

Viktoria auf Hongkong liegt auf der Nordseite einer über 500 m hohen Bergwand, welche die sanften südwestlichen Brisen des Sommers abhält, weshalb die Hitze drückend und die Luft stets mit Feuchtigkeit gesättigt ist. Der Aufenthalt ist von August bis September höchst ungesund. Die absoluten Extreme der Temperatur innerhalb 12 Jahren waren 34,7° und 2,2°.

Bei dem Blockhaus auf Viktoria Peak in 532 m ist das Jahresmittel der Temperatur 19,0° (Juli 24,0°, Januar 12,7°). Als absolute Extreme von $2^1/_2$ Jahren sind daselbst verzeichnet worden 28,1° und —2,2°.

C. Das hinterindisch-australische Tropengebiet oder das Gebiet des NW-Monsuns.

Dieses Gebiet umfasst die südliche Hälfte von Sumatra und Borneo etwa vom Aequator an, die übrigen Sundainseln mit Neuguinea, Nordaustralien etwa bis zum 20.° S. Br., nach Osten hin noch die Salomonsinseln und Neuen Hebriden. Nach Rattray aber bezeichnet eine Linie von der Ostspitze Guineas nach Kap Melville (14° S.) auf der Kap York-Halbinsel die Ostgrenze des Monsungebietes.

Dasselbe wird klimatisch charakterisiert durch den während des Sommers der südlichen Hemisphäre herrschenden NW-Monsun, den Regenmonsun dieser Gegenden, der aber sowohl nach Ausdehnung, als nach Intensität und Mächtigkeit nur ein schwächliches Analogon des SW-Monsuns von Südasien ist. Während des Sommers der nördlichen Hemisphäre wird unser Gebiet vom SE-Passat beherrscht, der in dem südlichsten Teile dieses Tropengebietes auch während des südlichen Sommers noch herrschend bleibt.

Während des Winters der südlichen Hemisphäre nimmt der Luftdruck über unserem Gebiete nach Norden gegen das indische und chinesische Auflockerungsgebiet

hin kontinuierlich ab (s. S. 290), im Sommer der südlichen Hemisphäre kehrt sich der Gradient um und ist nach Süden gerichtet. Die Luft strömt über den Aequator nach dem Centrum des südlichen Auflockerungsgebietes hin, das dann wahrscheinlich im Innern Australiens aber wohl noch nördlich von 20° S. Br. liegt. Das seichte Meer zwischen Neuguinea und Nordaustralien erwärmt sich ungemein stark, und da es bei Nacht viel wärmer bleibt als das Land, die Luft darüber zudem mit Wasserdämpfen gesättigt ist, dürfte das Gebiet niedrigsten Luftdruckes nicht weit landeinwärts liegen.

Die Luftdruckverteilung zur Zeit des NW-Monsuns wird aus folgenden Dezembermitteln ersichtlich [1]).

Hongkong	Bangkok	Singapore	Batavia	Kap York	Sweers-Insel	Brisbane
22,2° N.	13,6° N.	1,2° N.	6,2° S.	10,7° S.	17,1° S.	27,5° S.
764,0	760,1	759,5	756,9	756,2	754,0	758,4

Die folgenden Tabellen geben eine Uebersicht über die Wärmeverhältnisse des hinterindisch-malaiischen Tropengebietes.

Temperatur des indo-malaiischen Archipels.

Ort	Breite	Seehöhe	Jahr	Wärmster Monat		Kältester Monat	
Singapore (6)	1° 17′ N.	—	26,7	27,6	Mai	25,6	Jan.
Padang (7)	0 56 S.	—	26,6	27,2	„	26,2	Nov.
Palembang (5)	2 50 „	—	27,0	27,4	„	26,6	Jan.
Lahat (7)	3 48 „	250	26,7	27,3	April	26,2	„
Banjermassing (9)	3 34 „	—	27,1	27,7	Mai	26,7	Dez.
Batavia (13)	6 11 „	—	25,9	26,4	Mai, Okt.	25,3	Jan. Febr.
Buitenzorg (12)	6 37 „	280	25,0	25,5	Sept.	24,5	Febr.
Banjoewangie (7)	8 17 „	—	26,7	27,3	April	26,0	Juli
Amboina	3 41 „	—	26,3	27,2	Febr.	25,2	Juli

Ein zweites kleineres Temperaturmaximum tritt ein im September zu Singapore (27,0), Padang (26,6), Palembang (27,3), im Oktober zu Lahat (27,1), Banjermassing (27,5), Batavia (26,4).

Auf Sumatra liegen: Padang SW Küste, Palembang E Su-

[1]) Die Monatmittel des Luftdruckes (1878/79) zu Port Darwin (12° 28′ S. Br.) sind auf das Meeresniveau reduziert: Dezember 754,9, Juli 757,2; es ist zweifelhaft, ob schon die Schwerekorrektion angebracht ist, anderenfalls sind diese Mittel um circa 2 mm zu niedrig.

matra, Lahat ebenso im Innern, auf Borneo Banjermassing Südküste; auf Java Batavia N Küste, Buitenzorg 52 km südlich am Nordfusse des Gunung Salak, Banjoewangie Ostküste. Auf den Molukken Ambonia, viel weiter im Osten und klimatisch abweichend von den vorigen.

Wie der Temperaturunterschied der extremen Monate, so ist auch die tägliche Wärmeschwankung sehr gering, doch grösser als dieser. Die mittlere tägliche Temperaturänderung beträgt 6—7°, in den trockenen Monaten auf 7—8° steigend, in den nassen auf 4—5° herabsinkend. Die Monatsschwankung der Temperatur, die Differenz der mittleren Monatsextreme hält sich in Batavia innerhalb der Grenzen 8,0 (Febr.) und 11,0° (August). Die mittleren Jahresextreme einiger Orte sind:

Ort	Max.	Min.	absolute Jahresschwankung
Singapore . .	33,6	20,9	12,7
Batavia . . .	32,7	20,6	12,1
Buitenzorg . .	30,1	20,9	9,2

Die absolute Jahresschwankung der Wärme ist demnach nicht grösser als die normale tägliche Wärmeschwankung während der Sommermonate in Deutschland.

Temperatur des Australischen Tropengebietes.

Ort	Breite	Seehöhe	Jahr	Wärmster Monat		Kältester Monat	
Somerset, K. York	10°44′ S.	—	26,3	27,6	Dez.	24,5	Aug.
Ft. Dundas (Cobourg. Penins) .	11 25 „	—	27,0	29,0	Nov.	22,3	Juli
P. Darwin . . .	12 28 „	—	28,2	30,6	„	25,2	Juni
Sweers-Insel . .	17 7 „	—	26,1	29,0	Nov. Dez.	21,3	Juli
Port Denison . .	20 0 „	—	23,0	26,7	Febr.	16,8	„
Ravenswood . .	20 20 „	183	23,1	27,1	„	18,1	„
Hollow (Makay) .	21 10 „	61	22,8	28,1	Dez.	15,9	„
Kap Moreton . .	27 2 „	98	20,4	24,6	Jan.	14,8	„
Brisbane	27 27 „	40	20,0	25,1	„	13,7	„

Der Unterschied der extremen Monate erreicht an der Grenze der Tropen selbst an den Küsten schon 10°. Die mittlere tägliche Wärmeschwankung beträgt in Somerset 4,8° (Max. 6° im Dez.), auf Sweers Insel im Golf von Carpentaria schon 7,6° (Max. 10,5 Juni), zu Brisbane 11,8° (Max. 14,2 August). Zu Somerset liegen die Monatsschwankungen der Temperatur noch zwischen 9° und 14,5°, zu Brisbane schon zwischen 18,4 (Februar, Regenmonat) und 25,4 (August, trockener Monat). Von der absoluten Jahresschwankung der Temperatur geben folgende mittlere Jahresextreme eine präcise Vorstellung.

	Max.	Min.	Diff.		Max.	Min.	Diff.
Somerset . .	34,4	16,1	18,3	Kap. Moreton	35,7	7,6	28,1
Port Darwin .	38,9	14,7	24,2	Brisbane	38,7	2,3	36,4
Sweers Insel .	37,4	12,5	24,9	Hollow (Makay)	41,8	2,6	39,2

In Toowoomba, etwas südlicher als Brisbane (27° 34′), 129 km von der Küste in 624 m Seehöhe, sind die mittleren Jahresextreme 36,4 und —2,9, die Temperatur sinkt in jedem der 3 Wintermonate regelmässig schon unter den Gefrierpunkt.

Die Temperatur im Indischen Archipel ist die gleichmässigste, die wir auf der Erde kennen. Die Differenz der extremen Monattemperaturen ist sehr gleichförmig 1°, weiter im Osten (Amboina) 2°. Im australischen Tropengebiet wächst die jährliche Wärmeschwankung nach Süden hin immer mehr und erreicht an der Grenze der Tropen 12°. In gleicher Weise wachsen die täglichen und monatlichen Temperaturschwankungen.

Luftfeuchtigkeit und Regenverhältnisse. Der Indisch-Malaiische Archipel zeichnet sich wie durch constante hohe Temperatur, so auch durch constante hohe Feuchtigkeit aus. Das Jahresmittel des Dampfdruckes dieser Region ist 22 mm (Wasserdampfgehalt also 3 Volumenprozente) und das der relativen Feuchtigkeit an den Küsten 80%, wenig schwankend das ganze Jahr hindurch (Batavia Maximum 88 % Januar und Februar, 79 % August und September). Die Regenverhältnisse sind in der Gegend des Aequators durch Regen zu allen Jahreszeiten charakterisiert, erst im südlichen Teile des Archipels tritt eine relativ trockene Zeit in den Monaten Juli bis September auf; in der Nähe der Gebirge (Buitenzorg) sind aber auch dann noch Gewitter so häufig, dass eine trockene Jahreszeit ganz fehlt. Den jährlichen Gang der Regenwahrscheinlickeit auf den Sundainseln ersieht man aus folgenden Zahlen:

Dez.	0,61	März	0,54	Juni	0,32	Sept.	0,25*
Jan.	0,69	April	0,48	Juli	0,31	Okt.	0,35
Febr.	0,72	Mai	0,36	Aug.	0,27	Nov.	0,50

Wallace sagt über die Regenzeit der indisch-australischen Inselwelt: „Die Wechsel des Monsuns und der nassen und trockenen Jahreszeiten in einigen Teilen

des Archipels sind sehr schwer zu erklären, und es ist eine Reihenfolge von Beobachtungen an vielen Orten erforderlich, um sie aufzuklären. Im Allgemeinen hat der ganze südwestliche Teil des Archipels einschliesslich der ganzen Inselreihe von Sumatra bis Timor mit der grösseren Hälfte von Borneo und der südlichen Halbinsel von Celebes eine trockene Jahreszeit vom April bis November mit dem SE-Monsun. Auf den Molukken und Neuguinea sind die Jahreszeiten höchst unsicher. Es gibt im allgemeinen nicht mehr als 2—3 Monate trockenes Wetter um den August und September. Das ist der Fall im nördlichen Celebes und auf Buru, während auf Amboina der Juli und August die schlimmsten Monate im Jahre sind. Auf Ternate (1° N.), wo ich in Zwischenräumen drei Jahre lang wohnte, konnte ich nie ausfindig machen, welches die nasse und welches die trockene Jahreszeit war, dasselbe ist der Fall auf Banda und ebenso auf Menado. In Neuguinea fällt mehr oder minder das ganze Jahr hindurch eine grosse Regenmenge. Im ganzen genommen darf man behaupten, dass die Länder innerhalb drei Graden auf jeder Seite des Aequators viel Regen und keine ausgesprochenen Jahreszeiten haben.“ (Report of British Association 1862.)

Zollinger bemerkt: „Im westlichen Teile des Archipels wehen während der trockenen Jahreszeit SE-Winde, der sogenannte E-Monsun, während der nassen der NW-Monsun. Oestlich von Celebes und Timor tritt gerade das entgegengesetzte Verhältnis ein, der SE-Monsun bringt dort die nasse, der NW-Monsun die trockene Jahreszeit. Wo aber die Grenzlinie sein mag, wissen wir nicht. Der Unterschied der Jahreszeiten ist in dem westlichen Teile mehr verwischt, je weiter nach Osten, desto schroffer wird der Gegensatz, desto später der Eintritt der Regenzeit [1]). Für Batavia und Buitenzorg fällt er in den November, für Banjoewangie dürfte er erst Ende December angesetzt werden. Uebrigens ist der Eintritt der nassen und trockenen Jahreszeit ähnlichen

[1]) Zollinger spricht hier von Sumatra, Java und der folgenden Inselreihe; die westlichen sind die eigentlich äquatorialen.

zeitlichen Schwankungen unterworfen, wie bei uns die der kalten und warmen. Ein klimatischer Unterschied zwischen Ost- und Westjava wird schon durch die Vegetation verraten, im Westen herrschen die dichten Laubwaldungen, im Osten die lichten Nadelholzwaldungen (hauptsächlich aus Casuarinen bestehend) vor.“

An der Nordküste von Neuguinea (Busen von Doré) währt die trockene Zeit von Juni—November, während der Regenzeit herrschen NW- und SW-Winde. Am Fly River (5—9° S.) fallen die heftigsten Regen von Dezember bis April, Juli und August sind die trockensten Monate. Im Oktober und November regnet es häufig, aber in kurzen Schauern.

An den Küsten von Nordaustralien hat sich die Regenzeit schon auf 3—4 Monate verkürzt, Mai—November sind trocken. In das Innere reichen die regelmässigen Monsunregen nur etwa bis 18° S. Br.

In der folgenden Tabelle findet man alle mehrjährigen Regenmessungen zusammengestellt.

Ort	Singapore	Padang	Batavia	Buitenzorg	Surabaja	Somerset	Port Darwin	Sweers-Insel	Makay	Rainworth	Brisbane
Jahre	17	8	17	6	9	$2\frac{1}{4}$	10	$2\frac{1}{4}$	13	10	17
S. Breite	1,3° N	0,9°	6,2°	6,6°	7,2°	10,7°	12,5°	17,1°	21,2°	24,2°	27,5°
Dezember	**274**	**527**	259	391	255	322	290	212	185	77	118
Januar .	214	316	**379**	**473**	**335**	**504**	**379**	320	**382**	**96**	167
Februar .	155	259	333	452	283	406	293	**403**	346	73	**201**
März . .	173	379	190	445	251	**536**	325	55	**391**	**91**	196
April . .	177	386	112	370	187	237	120	5	186	36	130
Mai . .	161	361	80	382	98	97	20	0	113	36	72
Juni . .	183	273	94	297	143	22	0	0	69	46	106
Juli . .	158	363	62	317	41	27	0	0	58	25	74
August .	**230**	369	50*	257*	17*	8	0	0	24*	37	69
Septbr. .	181	450	79	347	33	4	5	1	28	30*	43*
Oktober .	224	**564**	111	382	46	3	63	14	62	44	69
November	271	487	119	343	131	39	88	22	69	72	85
Jahr . .	2401	4734	1868	4456	1820	2205	1583	1032	1913	663	1330

Wir lassen nun Schilderungen des Klimas der Niederungen von Java nach Junghuhn, dann von Nordaustralien (nach Todd) folgen. Von besonderer Wichtigkeit sind die Mitteilungen von Ch. Todd (dem Erbauer der transcontinentalen Telegraphenlinie) über das Klima im Innern Australiens und den Uebergang von den tropischen Sommerregen des NW-Monsun zu den Winterregen der australischen Südküste.

Junghuhn sagt über das Klima der Niederungen von Java:

„Der Unterschied zwischen der trockenen Jahreszeit mit dem ‚guten Monsun‘ und der nassen Jahreszeit mit dem ‚schlechten oder Regenmonsun‘ ist auf Java, selbst an der Küste, nicht so schroff ausgeprägt, als man gewöhnlich glaubt. Er ist an keine sehr scharfen Grenzen gebunden und die verschiedenen Jahre sind einander in der Beziehung ebenso unähnlich, wie dies in Europa mit der Strenge oder Milde des Winters in den verschiedenen Jahren der Fall ist. Im Mittel vieler Jahre jedoch sind die Monate Dezember bis März die regenreichsten, Juni bis September die trockensten. Es kommen Jahre vor, wo im Januar und Februar wochenlang das heiterste Wetter herrscht. Ist aber der Regenmonsun deutlich ausgeprägt, z. B. im Januar, dann treibt der W- oder NW-Wind Regenwolken vor sich her, der ganze Himmel ist gleichmässig grau, das Wasser der Wolken strömt oft 24 Stunden lang fast ohne Unterbrechung in einem fort herab, das Plätschern des Regens übertäubt die Stimmen der Bewohner im Innern der Häuser, die Bäche und Flüsse treten aus ihren Ufern, die Frösche quaken Tag und Nacht, Eidechsen und Schlangen verlassen ihre Löcher und kriechen in das Innere der Wohnungen, die ganze Nacht hindurch ertönt die Luft vom lauten Gezirpe der Insekten, vom Summen der Moskiten und kaum ist es möglich, irgendwo ein Plätzchen im ganzen Hause trocken zu erhalten. Die warme schwüle Luft ist ausserordentlich feucht, alles schimmelt und der zerschellte Regenstaub dringt bis ins Innere der Wohnungen. Der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht beträgt an solchen Tagen nur wenige Grade Fahrenheit.

Sehr verschieden hiervon ist die trockene Witterung im Juli und August, dann weht kein Westwind und werden die unteren Luftschichten überhaupt von keiner anderen Strömung bewegt, als von dem regelmässigen Wechsel der Land- und Seewinde. Obgleich der Landwind den Seeleuten, die auf den Schiffen der Rhede von Batavia wohnen, sehr willkommen ist, wenn er sich des Abends, oft erst spät erhebt und ihnen die Wohlgerüche des blütenreichen Landes zuführt, so verspürt man am Lande selbst von ihm nur wenig, still und heiter verstreicht die Nacht und infolge der Abkühlung in der feuchten Atmosphäre liegt dann

der reichlichste Tau auf allen Gräsern und Sträuchern, ja zuweilen bedeckt ein dichtes, 4—5 Fuss hohes Nebeltuch die Grasmatten, wenn die Temperatur bis unter 21° C. herabsank. Noch viel grösser als in den bebauten Ebenen der Nordküste ist die Feuchtigkeit der Luft in den mit Sumpf und Wald bedeckten Alluvialebenen der Südküste. Nicht nur diese Ebenen sieht man nach jeder heiteren Nacht viele Meilen weit mit einer 50—100 Fuss hohen weissen Nebelbank bedeckt, sondern auch auf den angrenzenden Plateaus liegen solche dicke Nebelschichten ausgestreckt, die nach Aufgang der Sonne sich ausdehnen, zu schwellen anfangen, den Rand des Plateaus, welcher treppenartig einige hundert Fuss weit in die angrenzende Ebene sinkt, übersteigen und dann von diesem Rande als Nebelfälle in die Ebene herabstürzen. Mit der höher steigenden Sonne lösen sich Tau und Nebel wieder in Wasserdampf auf und erheben sich in die höheren Luftschichten. Erst gegen 10^h werden sie ungefähr in 1000 m Höhe wieder sichtbar; einzelne geballte weisse Wolken, Cumuli, erscheinen und schwimmen hin und her im blauen Luftmeere, der Seewind (zu Batavia Nordwind) erhebt sich nun mit der zunehmenden Erwärmung des Landes. Nun fangen die Wipfel der Kokospalmen allmählich an zu rauschen, die unteren Luftschichten erscheinen weisslich trübe, die treibenden Cumuluswolken werden zahlreicher und grösser, die Wipfel der Palmen biegen sich landeinwärts vor der verstärkten Kraft des Luftstromes, die blauen Wolkenlücken werden gegen 1^h und 2^h hin immer kleiner, die Wolken schmelzen immer mehr zu einer Decke zusammen, die zusehends grauer, dunkler wird, hie und da tiefer, bauchiger herabhängt, bis gegen 3^h oder 4^h hellleuchtende Blitzstrahlen sie durchzucken und unter dem Rollen des Donners ein erquickender Regen auf den erhitzten Boden des Landes herabströmt.

Wenn auch das Gewölke über Batavia selbst zu keiner Entladung kommt, wenn man dort in den Nachmittagsstunden Wasserwagen in den Strassen auf- und abfahren sieht, um anstatt der Wolken den Staub zu dämpfen, so hört man doch gewöhnlich den Donner rollen am Nordgehänge der blauen Berge, die sich tiefer landeinwärts erheben. Der Seewind führt die Wasserdämpfe über die 5—10 Meilen breiten, vorzugsweise mit Sawahs, also mit Wasserspiegeln bedeckten Ebenen gegen die Urwälder der 2000 bis 3000 m hohen vulkanischen Berge, wo sie sich schnell verdichten. Die Bewohner der Städte und Dörfer, welche am nördlichen Fusse solcher waldreichen hohen Berge liegen, wie Buitenzorg, vernehmen daher an der grossen Mehrzahl der Tage das ganze Jahr hindurch die heftigsten Donnerschläge, die am häufigsten um 2^h oder 3^h den Luftkreis erschüttern, während oft mit Hagelkörnern gemengt die stärksten Platzregen sich entladen. Hat sich das Gewölk über den nördlichen Alluvialebenen nicht entladen, ist die graue Decke durch keinen Passatwind vertrieben worden, so kann die Oberfläche des Bodens sich ihrer Wärme durch Ausstrahlung nicht entledigen, und ein heisser Abend hängt

drückend schwül über den Bewohnern, selbst jeder Luftzug fehlt dann. Hat aber hier oder in der Nähe ein Gewitterregen sich entladen, so heitert sich der Himmel schnell wieder auf, blickt reiner, blauer als je zuvor herab und ein erquickend kühler Abend lockt die Menschen ins Freie. Der nächste Tag bringt eine Wiederholung dieser Erscheinungen.

Der Land- und Seewind wird mit der Entfernung von der Küste stets schwächer, auch erhebt er sich wahrscheinlich nicht über 800 m Seehöhe. Der Einfluss der Monsunwinde — ich kenne auf Java nur einen, den W- oder NW-Wind, der in den Monaten Dezember bis Februar das Regengewölk herantreibt — dehnt sich ebenfalls nur zu einer geringen Höhe über dem Meere von höchstens 1600 m an den äusseren Abhängen der Berge aus und ist in den inneren Gegenden Javas, welche allseitig von Bergen umgeben sind, kaum zu spüren. Der Unterschied zwischen trockener und regnerischer Jahreszeit nimmt in demselben Masse ab, als man tiefer in das Innere der Insel vordringt und höher steigt. Die schönen Centralflächen und Thäler Javas, z. B. Bandong, Garut, erfreuen sich eines fast gleichförmigen Klimas, in welchem der Gegensatz zwischen Trockenzeit und Regenzeit in einem viel geringeren Grade ausgeprägt ist, als in den flachen Küstenlandschaften, wo allein der W-Monsun seine volle Kraft offenbart.

Der sogen. E-Monsun, auf Java ESE-, SE-, auch ENE-Wind, ist der SE-Passat selbst. Dieser weht in allen Luftschichten oberhalb 2000 m das ganze Jahr hindurch und niemals dehnt sich der Einfluss des W-Windes aus bis in die Zone von 2000 m. Während eines Zeitraumes von 12 Jahren habe ich der Richtung, in welcher die Dampfwolken der Vulkane als meilenlange Streifen durch die Atmosphäre ziehen, eine besondere Aufmerksamkeit geschenkt; sie waren stets nach W oder WNW, zuweilen WSW gerichtet und niemals sind sie nach E gezogen, auch dann nicht, wenn in den Monaten Januar und Februar ein starker W oder WNW das trübste Regengestöber über die niedrigen Alluvialflächen hinblies. Heitere Morgen und Nächte, gleichmässige Witterung das ganze Jahr hindurch bezeichnen die obern Regionen der Insel, die von 1600—2000 m an ausschliesslich unter dem Einflusse dieses sogen. SE-Passates stehen.“ (Java I. Bd., S. 161—166.)

Zollinger erwähnt, dass bei dem furchtbaren Ausbruche des Tambora im Jahre 1815 die Asche viel weiter nach Westen getragen wurde, als nach Osten, obgleich damals, Mitte April, unten noch die W-Winde vorherrschten. Beim Ausbruche des Guntur am 25. November 1843 wurde die Asche nach NW getragen weit über Buitenzorg hinaus, wo schon W-Winde herrschten, an der SE-Seite des Berges fiel gar keine Asche. Den 3900 m hohen Semiru sah Zollinger seine mächtigen Ausbruchssäulen höchst selten in der unteren Richtung der Winde forttreiben.

Klima von Port Darwin (12° 27′ N. Br.) an der Nordküste von Australien (nach Little):

Das Jahr zerfällt meteorologisch in zwei Perioden: eine nasse von Oktober bis April und eine trockene von Mai bis September. Die Anzeichen der nassen Jahreszeit erscheinen unmittelbar nachdem die Sonne den Aequator überschritten hat, d. i. während des Frühlings-Aequinoktiums im September, wenn die starken ESE-Winde, welche während der Trockenzeit konstant wehen, weichen und ihnen Kalmen und leichte variable Winde folgen. Das Wetter wird intensiv heiss, kleine Gewitterwolken bilden sich über dem Lande, wachsen an Grösse und Dichte von Tag zu Tag, bis sie in furchtbaren Gewittern losbrechen, begleitet von Regen und orkanartigen Windstössen. Diese Gewitter treten anfänglich jeden vierten oder fünften Tag auf, nehmen allmählich an Häufigkeit zu, bis sie Ende November fast täglich sich einstellen. Sie kommen heran in Form einer dichten schwarzen Wolkenbank und schreiten so rapid fort, dass sie meist schon wieder in 40 Minuten am westlichen Horizont ausser Sicht sind.

Während des Dezember gewinnt allmählich der NW-Monsun die Herrschaft und weht stetig — gelegentlich von windstillem Wetter unterbrochen, die Gewitter hören auf, der Himmel bedeckt sich ganz mit Wolken, die Atmosphäre wird völlig dampfgesättigt, so dass sich alles schnell mit Schimmel überzieht, Zucker oder Salz in offenen Gefässen zerfliessen etc. Gegenüber der Hitze der vorausgehenden Periode wird diese Witterungsänderung immer noch angenehm empfunden, obgleich der Körper stets in Schweiss gebadet erscheint.

Der NW-Monsun ist fast täglich von Regen begleitet und wächst an Stärke bis Ende Januar oder Anfang Februar, wo er mit voller Kraft weht und mit seinen reichlichen und fruchtbringenden Regenschauern bis in das Centrum von Australien vordringt. Während dieser Periode herrscht feuchtes, schwüles Wetter, die Wolken ziehen sehr niedrig und Wolkenbänke treiben fast stets mit grosser Schnelligkeit von NW nach SE. Die Maximumtemperatur im Schatten um diese Zeit ist 35—36° C., die Minimumtemperatur während der Nacht 18°.

Beim Herannahen des Herbstäquinoktiums (März) wird der NW-Monsun allmählich schwächer, es folgen ihm Kalmen und variable Winde, Gewitter und drückendes Wetter bis zu Ende des April, wo es kühler wird, der SE-Monsun einsetzt und die trockene Zeit beginnt.

Die SE-Winde sind charakterisiert durch klaren Himmel, angenehmes Wetter, häufigen Tau, kühle Morgen und Nächte, so dass man beim Schlafen Decken vertragen kann. Sie wehen an der Küste mit grosser Kraft fast während der ganzen Saison, am stärksten im Juni und Juli. In Port Darwin und an anderen Küstenpunkten werden die SE-Winde nachmittags schwächer und es tritt zuweilen eine Seebrise ein, welche aber bloss lokal ist. Die

Maximumtemperatur bei Tag ist jetzt 32°, die Minimumtemperatur bei Nacht 13°.

Herr Little schildert das Klima ferner als mit leichterer Arbeit verträglich; das Achtstundensystem ist in Port Darwin eingeführt, wie in anderen Teilen Australiens. Die Arbeiter können sich ohne besondere Schutzmittel der Sonne aussetzen.

Cholera kommt nicht vor; intermittierende Fieber in Niederungen nach der Regenzeit, sind aber nicht bösartig; die Insektenplage verringert sich mit der Lichtung des Waldes und der Gräser. Leichte weisse Kleidung empfiehlt sich.

Das Wachstum der Vegetation unmittelbar nach den Regen ist überaus rapid, in wenigen Wochen bedeckt sich das Land mit einer knietiefen Grasdecke. Das Gras wächst bis zu einer Höhe von 2 bis 2½ m während der Regenzeit und reift im Mai, wo es abgebrannt wird. An niedrigen feuchten Plätzen wächst es wieder nach, bleibt grün und giebt Futter das ganze Jahr über.

Das Klima der Westseite der Kap York-Halbinsel (Somerset) hat die Eigentümlichkeit, dass während der Regenzeit namentlich im späteren Teile derselben ausser dem NW-Monsun auch SW-Winde auftreten, die unbeständiger wehen als ersterer und von Windstille, Nebel und schwüler, drückender Luft begleitet sind. Diese SW-Winde sind die eigentlichen Regenwinde an dieser Küste. Die Regenzeit währt nur 3½ Monate von der 2. Hälfte November—Februar.

Cyklonen sind in der australischen Monsunregion selten. Die Gewitter, obgleich zahlreich während der Regenzeit, entladen sich selten gegen die Erde und sind unschädlich. Während 7—8 Monaten (der trockenen und kühleren Zeit) ist das Klima von Somerset für eine Tropengegend gesund; es wird dies lokal dem freien Zutritt einer kräftigen Passatströmung verdankt. Dieselbe weht zuweilen heftig bis zur Stärke 7 der 12teiligen Windscala.

Der SE-Passat erleidet in der Nähe der Ostküste von Australien eine Ablenkung, indem er schon circa 16 km von der Küste eine mehr südliche Richtung annimmt und der Küstenrichtung folgt. In der Torresstrasse weht er bei Tag am heftigsten, in NW-Australien bei Nacht, auf der Westseite der Kap York-Halbinsel und dem anliegenden Teile des Golfs von Karpentaria ist er schwach, und Kalmen sind häufig. Landeinwärts von der Südküste des Golfes herrschen trockene Landwinde (SW) aus den inneren Wüsten. Von April—November herrscht Dürre, während in den anderen Monaten die furchtbaren Gewitterstürme des NW-Monsun grosse Fluten erzeugen.

Bemerkenswert ist der Einfluss der Gebirgskette, die sich am östlichen Rande des Kontinentes in die York-Halbinsel fortsetzt, auf die Scheidung der Regengebiete. Die Ostseite, wo der SE-Passat vom Meere her kommend auf das Gebirge trifft, ist regenreich, die Westseite trocken. Der hohe Gebirgszug von der Halifaxbay circa 19° S bis Kap Tribulation 16° S, ja vielleicht

bis Kap Bedford 15° S, hält den SE-Passat auf, kondensiert seine Wasserdämpfe und erzeugt eine Fruchtbarkeit, wie sie sonst auf dem australischen Kontinent selten ist. Das östliche Tafelland, dessen Rand dieser Gebirgszug bezeichnet, tritt hier dicht an die Küste und da nur wenige Berge auf demselben über 1500 m aufragen, so streicht der SE-Passat noch immer regenbringend weit über das Hochland hin. Die Höhe über dem Meere gibt den lichten Waldgegenden dieses Tafellandes ein liebliches, gesundes Klima, das nur während des kurzen Monsunwechsels dem Europäer unangenehm sein dürfte, jedoch in der langen Zeit des Passatwindes von diesem und dem nahen Meere kühl erhalten wird. Weiter im Süden breiten sich hinter dem Küstengebirge reiche Weiden, die sog. „Darling Downs“ aus.

Von Makay (Hafen und Stadt am Pioneer River, im Centrum des Zuckerbezirks von Queensland, 21° 10′ S. Br. 9 km landeinwärts gelegen) besitzen wir eine längere Reihe meteorologischer Beobachtungen.

Die Regenmenge in der Umgebung dieser Stadt schwankte 1880 zwischen 100 und 245 cm. Die Regenzeit beginnt gewöhnlich Ende Dezember und dauert mit einigen Abwechselungen trockener Wochen bis April, gelegentlich auch bis Mai. Juni und Juli haben wenig Regen, am trockensten ist der August. Im September nimmt der Regenfall wieder zu und im Oktober setzen Gewitterstürme ein, welche die Regenzeit bringen. Am 10. März 1880 fielen zu Makay 427 mm, und nicht viel geringer war der Regenfall dieses Tages in der weiteren Umgebung.

Das Klima ist sehr feucht, die mittlere relative Feuchtigkeit ist 83 %. Bücher, Kleider, Fournierungen setzen Schimmel an und es ist grosse Vorsicht nötig, sie vor Verderben zu schützen.

Trotz der Lage unter 21° Breite und kaum 70 m Meerhöhe treten doch fast jedes Jahr Fröste ein. Die niedrigste Temperatur, die ein Minimum-Thermometer über Gras anzeigte, war — 2,2°. Das Klima ist im allgemeinen gesund, am wenigsten vor und gleich nach der Regenzeit.

„Unsere Kenntnisse über das Klima des Innern,“ sagt Todd, „sind sehr beschränkt“; die folgende Darstellung ist gegründet auf Beobachtungen und Aufzeichnungen der Beamten des Ueberland-Telegraphen und die täglichen Wetterberichte, welche von den Stationen in der Centralstation Adelaide einlaufen.

Innerhalb der Tropenzone endet die Regenzeit im April, worauf das Wetter Monate hindurch fast stets schön und klar bleibt, bis zum Herannahen der Nachtgleiche im September. Die vorwiegenden Winde sind E und SE, die Tage sind kühl und angenehm, und im Innern, gegen das Centrum des Landes um

Mac Donnels Range (in der Gegend des Wendekreises) sind die Nächte oft empfindlich kalt — die Temperatur fällt unter den Gefrierpunkt, und Wasser, in flachen eisernen Gefässen exponiert, findet man mit Eis von ¼ bis 1 Zoll Dicke bedeckt. Die SE- und E-Winde erheben sich gewöhnlich kurz nach Sonnenaufgang und wehen mit beträchtlicher Stärke während des Tages, während sie am Nachmittag gegen Sonnenuntergang schwach werden und aufhören. Zuweilen erheben sie sich wieder und blasen frisch für 2 bis 3 Stunden vor Mitternacht, wo der Wind einlullt zur Windstille bis zum Morgen. In dieser Jahreszeit bedeckt sich im Innern der Himmel mit Wolken, sobald der Wind nach N und W geht, und zuweilen fällt Regen nach 2 bis 3 wolkigen Tagen. In den Jahren 1874 und 1875 fiel Regen in einem oder mehreren Wintermonaten mehr oder weniger über dem Innern von Mac Donnells Range bis Powells Creek und Daly Waters, aber keiner nördlich von Katherin (14°.4 S., nördliche Grenze der Winterregen Südaustraliens).

Gegen die Nachtgleiche hin werden die Ostwinde schwächer und ihre Richtung variabel, die Tage werden rapid heisser und von Oktober bis Ende Februar oder März ist die Hitze im Innern überall intensiv. Die ersten Gewitter in diesem centralen Teile des Kontinents treten gewöhnlich im Oktober ein, hierauf machen sie eine Pause, jedoch von Mitte des Dezember bis Ende Februar hin sind sie, so zu sagen, ein fast tägliches Ereignis, in günstigen Jahren begleitet von starken Regengüssen, welche die trockenen Bachläufe und Wassertümpel füllen; in der That, fast das ganze Land trägt die Spuren gelegentlicher grosser Fluten. In schlechten Jahren sind die Gewitter weniger häufig, doch treten auch dann Donner und Blitz ohne Regen an einigen sich folgenden Tagen ein — zeitweilig von schrecklichen Staubstürmen begleitet. Diese Stürme kommen von allen Punkten des Kompasses nach der vorherrschenden Richtung der oberen Strömung, welche selten übereinstimmt mit dem Wind unten; jedoch kommen hier, wie weiter im Süden, die stärksten und dauerndsten Regenfälle von NE bis NW.

Ein südliches Vordringen des Monsuns scheint auch das Klima von Südaustralien selbst, sowie auch das von Viktoria zu beeinflussen. Während einer Trockenzeit daselbst, sind auch die (Sommer-) Regen des NW-Monsun spärlich und erreichen das Innere nur in gelegentlichen Gewittern. Wenn jedoch der Monsun streng ist und auf seinem Gebiete stark bläst, so erstrecken sich die tropischen Regen und Gewitter quer durch den Kontinent bis auf 200—300 englische Meilen (40—60 deutsche Meilen) nördlich von Adelaide und gelegentlich erreichen diese tropischen Regen dann sogar die Südküste. Eine nasse Saison im Innern fällt wahrscheinlich zusammen mit einem heissen Sommer in Südaustralien und Viktoria, während ein kühler Sommer, wenn heftige Polarströmungen die Temperatur niedrig erhalten und die SE-Winde kräftig sind, zusammenfällt mit einem trockenen Sommer im

Innern und schwachen NW-Monsun. Die regelmässigen Winterregen der Südküste werden spärlich 3—4 Breitegrade nördlich von Adelaide, sie erreichen selten den 28. Breitegrad, während die regelmässigen Sommerregen nicht über den Wendekreis nach Süden sich erstrecken. Zwischen diesen Parallelen liegt also ein 6 bis 7 Breitegrade breiter Gürtel, welcher unsicheren Regenfall hat, der Dürre unterworfen ist, selten im Winter Regen erhält und zumeist von den Sommergewittern abhängt.

Die letzte grosse Trockenzeit im Norden war 1865, wo das Land auf hunderte von Meilen eine Wüste war, ohne jedes Futter, besäet mit den Gebeinen toter Tiere — die Ansiedler verloren viele Tausende von Rindern und Schafen. In der Periode von 1870—1872 folgten sich gute Jahre, in denen über dem ganzen Innern reichlicher Regen fiel.

Der meteorologische Jahresbericht von Todd über das Jahr 1879 für Südaustralien (Adelaide 1881) enthält höchst interessante Mitteilungen über das Vordringen des NW-Monsuns und der ihn begleitenden Regen in das Innere von Australien längs der Linie des Ueberlandtelegraphen. Fast für jeden Tag der Monsunmonate ist angegeben, wie weit der NW ins Innere reichte, und welche Witterung im Innern von Australien herrschte. Es ergeben sich daraus folgende durchschnittliche Verhältnisse:

November 1879: NW reichte im Mittel bis 19° S. Br., die Regen einmal bis 22°.

Dezember 1879: NW reichte bis 18°, die Regen an einigen Tagen bis 21°, Bewölkung bis 30°. Am 11. bedeckt und schwere Gewitter bis 20°, der SE-Passat durchbricht den Monsun.

Januar 1879: NW reichte im Mittel von 22 Tagen bis 17° S. Br., an drei Tagen aber drang der SE-Passat bis zur Nordküste vor, mit häufigen Regen und Gewittern nördlich von 22—15°.

Februar: 1879 NW-Monsun reichte im Mittel von 15 Tagen bis 18° S. Br. und der Regen reichte einige Male bis 23° S. Br., die Bewölkung bis 30°.

März 1879: Der Monsun reichte von 1.—21. des Monats im Mittel bis 15° S. Br., die tropischen Regen reichen an 2 Tagen bis 27°, an anderen bis 20° S. Br., am Schluss des Monats berührte er

schon die Nordküste an 2 Tagen, der SE-Passat verdrängt ihn von dem ganzen Kontinent, aber jenseits des Wendekreises herrschen trotzdem Regen und Gewitter.

Jährliche Regenverteilung in Prozenten längs des Ueberland-Telegraphen:

Mittl. Breite	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jährl. Regenmenge cm
12,8°	18	20	**22**	12	13	0	0	0	0	1	6	8	116
20,5	5	27	**37**	4	7	4	3	3	0	4	2	4	41
27,7	3	**28**	21	6	6	6	**10**	1	5	9	4	1	13
30,0	5	14	**23**	4	5	11	**21**	4	4	8	1	0	37

In der Gegend von 18° S. Br. beginnt eine rasche Abnahme der Regenmenge, die jährliche Regenperiode ist bis dahin rein tropisch, bei 30° Breite beginnt wieder eine Zunahme und die Winterregen sind schon reichlich. In der Zwischenzone ist der Regenfall am geringsten und Sommer- wie Winterregen spärlich und unsicher.

Anders verhält es sich auf der Ostseite von Australien und zwar nicht bloss an den Küsten, sondern noch ziemlich weit landeinwärts. In Queensland ist die jährliche Regenverteilung folgende:

Queensland; Regenmenge in Prozenten der Jahressumme:

Südbreite	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
15—23°	12	**26**	**25**	9	7	4	4	2	1*	1*	3	6
23—28°	10	16	**17**	10	7	7	8	6	2*	3	5	9

Man sieht, dass nach Süden die Regenmenge des Sommers abnimmt, die des Winterhalbjahrs etwas zunimmt. Doch bleiben, wie wir noch sehen werden, längs der ganzen Ostküste Australiens die Sommerregen vorherrschend.

Die Regenverteilung ist im Innern von Queensland bis zu 300 km und mehr landeinwärts kaum verschieden von der an den Küsten, aber die Regenmengen nehmen landeinwärts bedeutend ab. Unter 26° S. Br. (im Mittel) haben 10 Stationen an der Küste eine mittlere Regenmenge von 136 cm, ebenfalls 10 in 46 km Abstand vom

Meer nur mehr 114, und 11 in 225 km Abstand 67 cm. In niedrigeren Breiten ist die Abnahme des Regenfalls landeinwärts etwas geringer. Es haben 8 Orte unter 19° mittlerer Breite an der Küste 163 cm, 7 in 145 km Abstand 93 cm.

D. Die Inseln im tropischen Pacific.

Das Gebiet, dessen Klima hier kurz zur Darstellung gebracht werden soll, umfasst die Inseln im tropischen Pacifischen Ocean, die westlichen Teile dieses Oceans ausgenommen, welche im Norden noch von dem SW-Monsun Südasiens und im Süden von dem NW-Monsun Australiens beherrscht werden. Das Gebiet des SW-Monsuns reicht nach den Wind and Current Charts des Hydrographic Office etwa bis 145° E. L. bis zu den Marianen oder Ladronen, im Süden bis gegen den Aequator. Das Gebiet des NW-Monsuns (im Sommer der südlichen Hemisphäre) umfasst nach diesen Karten östlich von Neu-Guinea noch die Salomonsinseln und die Neuen Hebriden in Form einer nach SE ausgestreckten Zunge; Neukaledonien liegt schon ausserhalb im Gebiet des SE-Passats. Die Inseln, deren Klima demnach hier betrachtet werden soll, liegen im Gebiet des NE-Passats der nördlichen und des SE-Passats der südlichen Hemisphäre. Der NE-Passat umfasst durchschnittlich den Raum zwischen 25° und 5° N. Br., der SE-Passat überschreitet demnach den Aequator, er reicht im Süden im Mittel bis zum 25.° S. Br. (im Sommer etwa bis 30° S. Br.). Aber dieses Gebiet des SE-Passats ist nur im Winter (der südlichen Hemisphäre) normal entwickelt, in den übrigen Jahreszeiten, namentlich aber im Sommer, ist die regelmässige Passatzone in der Mitte des Oceans durch ein von NW nach SE verlaufendes 20—30 Grade umfassendes Band in zwei Teile getrennt; in diesem Mittelraume (wir fassen hier den Sommer speciell ins Auge) teilen hauptsächlich nordöstliche und nördliche Winde mit dem Passat die Herrschaft,

oder es treten Windstillen auf; letzteres ist namentlich der Fall in dem an das Gebiet des NW-Monsuns angrenzenden Raume (zwischen 5° N. und 20° S. und 160 bis 185° E. L.). In diesem Gebiet, wo der SE-Passat im Sommerhalbjahr eine Unterbrechung erleidet, liegen (nach der oben genannten Darstellung) von grossen Inselgruppen: die Fidschiinseln, die Samoa- oder Schifferinseln, dann die Gesellschaftsinseln und der Archipel der niedrigen Inseln. Die Marquesasinseln liegen an der Grenze schon im ungestörten Passatgebiet. Es ist diese Unterbrechung des Passatgürtels in der Mitte des grossen Oceans eine unerwartete und unerklärte Erscheinung, die einer eingehenderen Untersuchung und specielleren Darstellung bedarf. In den Beschreibungen des Klimas der Inseln, die in diesem Gebiete liegen, tritt übrigens diese Unterbrechung des Passats nicht in auffallender Weise hervor, denn auf das Eintreten von Gegenwinden zur Zeit des höchsten Sonnenstandes ist man in den Tropen vorbereitet; allerdings muss man berücksichtigen, dass dies hier auch in der Mitte des Passatgürtels erfolgt.

Eine andere klimatische Eigentümlichkeit des mittleren Pacifischen Oceans, d. i. eine Gruppe fast oder ganz regenloser Inseln in der Nähe des Aequators (die amerikanischen Guanoinseln) werden wir später noch näher betrachten.

In Bezug auf die Temperaturverteilung im grossen Ocean ist noch die von dem südamerikanischen Küstenstrom in die Aequatorialgegend gebrachte niedrige Temperatur der Meeresoberfläche zu erwähnen. In der Umgebung der Galápagosinseln liegt die Temperatur der Meeresoberfläche zwischen 21 und 23°. Nach einer Karte der Hydrographic Office zu Washington ist die mittlere Temperatur des Meerwassers am Aequator von der amerikanischen Küste bis 145° W. L. im Mittel 25,5°, weiter westlich hat das Meer eine Temperatur von 27,2°, zwischen den Sundainseln, Neu-Guinea und Australien erreicht und überschreitet sie 28°.

Das von den Inseln des Grossen Oceans ausserhalb des Indisch-Australischen Archipels vorliegende meteoro-

logische Beobachtungsmaterial ist sehr spärlich. Die folgenden Tabellen geben über die wichtigsten Verhältnisse der Temperatur und des Regenfalls Auskunft, soweit Beobachtungen darüber vorliegen.

Station oder Insel	Breite	Seehöhe	Temperatur Jahr	wärmster Monat	kältester Monat
Maui, Sandw.-Inseln (1) .	20° 52′ N.	199	24,1°	26,1° Aug.	22,1° Febr.
Honolulu „ (3½) .	21 16	—	24,1	26,2 „	21,8 Jan.
Waioli „ (1) .	22 15	—	22,2	24,6 „	19,1 „
Apia, Samoa (2) . . .	13° 50′ S.	—	25,7	26,7 Dez.	24,1 Juli
Delanasau Vanua Levu (10)	16 38	—	26,2	27,3 „	25,0 „
Levuka, Ovalau (2) . .	17 41	34	25,2	26,7 Febr.	23,8 „
N. Hebriden (1) . . .	17 44	—	24,9	27,8 „	22,9 „
Papiti, Tahiti (3) . . .	17 32	—	24,8	25,9 Jan.	22,9 „
Nouméa N. Caledonien (2)	22 18	—	23,1	27,2 Febr.	19,8 Aug.
Kanala „ „ (2)	21 30	—	23,2	26,3 „	19,3 Juli
Rapa (Oparo)	27 36	—	20,5	23,2 März	17,8 Sept.

Einige Jahresextreme der Temperatur: Waioli (Kauai) 1 J. 32,2, 12,2°; Lahainaluna (Maui) 1 J. 32,2 und 16,7°, Apia (1) 31,1°, 15,0; Delanasau 5 J. 35,9 und 15,0°; Hebriden 1 J. 32,2 und 18,9°, Papiti (4 J.) 32,6 und 15,9; Levuka 2 J. 33,0 und 18,3°. (Wo mehrjährige Beobachtungen vorliegen, sind dies Mittelwerte.)

Die mittlere tägliche Wärmeschwankung beträgt zu Delanasau 7—9° C., zu Levuka 5°, zu Papiti 6,7.

Die jährliche wie die tägliche Wärmeschwankung ist, wie dies von tropischen Inseln zu erwarten, sehr gering, obgleich alle Beobachtungsorte schon zwischen 14° und dem Wendekreis liegen. Die Inseln, von denen Regenmessungen vorliegen, lassen keine ausgesprochene Trockenheit, dagegen die grösste Abhängigkeit des Regenfalls, der Quantität wie der jährlichen Periode nach, von der Lage eines Ortes auf einer dem Passate zugekehrten oder abgewendeten Abdachung erkennen. Die dem Passate zugewendete Seite der hohen Inseln ist die feuchte Seite mit üppigster Vegetation, die Leeseite hat eine kürzere Regenzeit, welche dem Eintritt nach normal ist, d. h. mit dem höchsten Sonnenstande zusammenfällt und leidet örtlich an Dürre. Nach Regenmessungen an einem einzigen Orte auf einer der hohen

Inseln darf man deshalb, ohne Rücksicht auf die Exposition, die allgemeinen Regenverhältnisse der Gegend durchaus nicht beurteilen, weder was die Regenperiode, noch was die Regenmenge anbelangt.

Regenmenge in Millimetern

Insel	Sandwichinseln		Fidschiinseln			Tahiti	Neukaledonien	
Ort	Waikiki	Waioli	Delanasau	Qara Valu	Levuka	Papiti	Kanala	Noumea
Breite	21° 16′ N.	22° 15′ N.	16° 38′ S.	17° 0′ S.	17° 41′ S.	17° 32′ S.	21° 30′ S.	22° 18′ S.
Jahre	4 1/3	1	10	2	2	8	2	2
Dez.	248	127	213	444	187	175	84	57
Jan.	111	117	617	571	327	178	73	139
Febr.	131	76	417	450	373	175	68	314
März	104	152	501	932	445	199	93	139
April	108	356	230	794	256	116	194	207
Mai	128	152	121	276	210	111	147	94
Juni	42	117	60	612	97	26	132	126
Juli	39	203	52	324	83	16	188	47
Aug.	28	140	97	835	80	15	58	142
Sept.	44	137	84	372	128	34	60	49
Okt.	48	467	164	490	116	45	53	193
Nov.	100	132	162	181	163	121	76	103
Jahr	1131	2176	2718	6281	2465	1211	1226	1610

Waikiki, bei Honolulu auf Oahu, S-Seite der Insel; 3jähr. Messungen im Thale Nuuano bei Honolulu gaben 1302 mm Waioli auf Kauai. Delanasau liegt auf der NW-Seite von Vanua Levu (Fidschi), also im Windschatten des SE-Passats; Qara Valu auf der S-Seite der Insel Taviuni an einem Bergabhang in 172 m Seehöhe, dem SE-Passat voll ausgesetzt; Levuka auf der E-Seite der Fidschiinsel Ovalau; Papiti auf der NW-Seite von Tahiti, Kanala auf der E-Seite von Neukaledonien, Noumea (Port de France) auf der W-Seite dieser Insel, dem Südende nahe.

Die unregelmässige, d. h. mehr gleichmässige Verteilung des Regenfalls nahe der Polargrenze der Passatgebiete zeigen die Sandwichinseln (Waikiki, Waioli) und Neukaledonien (Kanala, Noumea). Die neueren Regenmessungen auf den Fidschiinseln zeigen die grossen örtlichen Unterschiede des Regenfalls. Delanasau auf der Nordwestseite (im Lee des SE-Passats) der grossen Insel Vanua Levu hat die normale tropische Regenzeit, die mit nördlichen und westlichen Winden eintritt; wenn der Passat einmal konstant weht (wie 1877 und 1878), so bleibt zureichender Regenfall aus und Dürren treten auf. Qara Valu auf einem nach Süden exponierten Bergabhang der Insel Taviuni hat ungeheuren Regenfall das ganze Jahr hindurch, Vuna am Fuss des Gebirges hat eine ähnliche Regenverteilung, aber nur 337 cm jährlichen Regenfall. Die Maxima fallen hier etwa auf März, April und August, doch ist die Verteilung auf der Passatseite ziemlich gleichmässig, während auf der Leeseite zu Delanasau von Januar—März inkl. 58 % der Jahresmenge fallen. Auf den Fidschiinseln ist überall die Südostseite die nasse, mit dichtem Wald bedeckte Seite, die Nordwestseite die trockenere, mit Graswuchs und einzelnen verstreuten Bäumen.

Während der Sommermonate Dezember—März treten in der Gegend der Fidschiinseln und Samoainseln zuweilen Wirbelstürme auf, doch seltener und von minder zerstörender Kraft, wie z. B. jene in der Bai von Bengalen. Weiter nach Osten scheinen die Cyklonen in diesen Breiten fast ganz zu fehlen.

Im centralen Teile des Indischen Oceans, d. i. im östlichen Teile Polynesiens, liegen niedrige Koralleninseln, auf denen sich Guanolager befinden, vornehmlich zwischen 4—5° Nord- und Südbreite, wo wenig Regen fällt. Der Ausbeutung derselben verdanken wir auch Nachrichten über das Klima dieser Inseln, namentlich von der Bakerinsel circa 1° N. und Maldeninsel 4° S. Der Passat herrscht hier das ganze Jahr hindurch, im Sommer der nördlichen Hemisphäre aus E bei S bis SE, im Winter aus E bei N bis NE wehend. Die beiden

Passatzonen scheinen also hier zusammenzufliessen. Das Bemerkenswerte ist nun, dass hier am Aequator wenig oder gar kein Regen fällt, anders würden sich ja auch die Guanolager nicht haben bilden können. Von Zeit zu Zeit treten Jahre mit reichlichem Regenfall ein und die sonst dürren Inseln bedecken sich dann mit reichem Graswuchs. Auf Maldeninsel (4° S, 155° W) wurde 1867 ein Regenfall von 33 mm gemessen, 1868 dagegen 345 mm und im Januar und Februar 1869 fielen sogar 446 mm Regen. Der Regenfall scheint keine Jahreszeit besonders zu bevorzugen[1]). Auf dem Meere regnet es viel häufiger, als auf den Inseln; auf letzteren fällt der Regen meist bei Nacht oder kurz vor Tagesanbruch. Man kann beobachten, dass bei Tag eine Regenwolke, die über die Insel hinwegzieht, sich in zwei Teile spaltet und nördlich und südlich vorüberzieht, ohne dass auf der Insel selbst Regen fällt, offenbar infolge der starken Erwärmung der trockenen Oberfläche des Landes.

Es findet sich also hier der interessante Fall eines nahezu regenlosen Gebietes am Aequator mitten im Grossen Ocean.

Wir lassen nun über jene Inseln, von denen auch Beobachtungen vorliegen, einige allgemeine klimatische Schilderungen folgen.

Klima der Samoainseln nach Dr. Gräffe.

Die vorherrschenden Winde sind östliche Winde, sie zeigen aber eine Drehung mit den Jahreszeiten. Der Sommer von November—April wird charakterisiert durch unbeständige, öfter durch Kalmen unterbrochene, schwache reine Ostwinde. Mit dieser veränderten Passatströmung wechseln nun auch westliche Winde, meist NW-Winde, die teils als Regenböen mit leichterem Winde abwechseln, teils als anhaltende Stürme auftreten, stets aber von Regen begleitet sind. Sie bedingen als warme feuchte Winde eine Art Regenzeit. Gewöhnlich lagern mit diesen Winden schwarze Wolkenbänke am Horizonte, die Luft ist drückend warm und unter anhaltenden schweren Regengüssen gedeiht die Vegetation in überraschender Weise.

Um diese Zeit, von Januar — März und Mitte April, besonders aber im März hat man Orkane zu erwarten. Dieselben

[1]) Im Mittel von $2\frac{1}{2}$ Jahren fielen aber doch auf September—Februar 22,9 Regentage, auf März—August nur 14,8, wahrscheinlich entspricht der kühleren Jahreszeit der meiste Regen auf diesen Inseln.

beginnen mit heftigen NE und gehen über N nach W, um in SW zu endigen. Es gehen ihnen meist wochenlange Weststürme mit Regen und niedrigem Barometerstand voraus bei drückender Atmosphäre. Klärt es sich dann in NE mit fallendem Barometer, so ist der Orkan nahe. Ist der Sturm ausgebrochen, so fällt das Barometer noch immer fort, bis der Wind sich nach N gedreht hat. Diese Orkane dauern 1—3 Tage und es folgt ihnen meist schönes Wetter mit Passatwind. In den letzten 10 Jahren haben nur zwei Orkane die Samoagruppe erreicht. Im Süden auf den Tonga- und Fidschiinseln sind diese Orkane viel häufiger. Sie entstehen dort in SE und enden in NW.

Der Winter, von Mitte April — November dauernd, zeigt in seiner ersten Hälfte frische Passatwinde, selten von Windstillen und leichten SW-Winden unterbrochen.

Juli und August bis Mitte September zeichnen sich durch besonders scharfwehende kühle SE-Winde aus, die zuweilen in heftigen Böen auftreten. Sie halten die Atmosphäre rein, verursachen aber leicht heftige Katarrhe, die als „Influenza" epidemisch auftreten. In der letzten Hälfte des Winters ist der Passat schon weniger lebhaft, öfter durch Windstillen und leichte W-Winde unterbrochen. Die SE-Winde bringen öfter Regen mit sich, die sich zuweilen auch auf die N-Küste in das Meer davor erstrecken. Die letzte Hälfte des Winters von September bis November, in manchem Jahrgang bis Dezember, ist die angenehmste und gesündeste des Jahres. Längere Windstillen, schwarze Wolkenbänke im N und W kündigen alsdann das Ende der Winterszeit und den beginnenden Sommer an.

Auf der See weht der Passat Tag und Nacht fast in gleicher Stärke; auf und in der Nähe des Landes wird er durch die Land- und Seewinde gehemmt, erstere wehen zuweilen 2—4 Seemeilen weit ins Meer hinaus.

Gewitter gehören in Samoa nicht zu den ganz häufigen Erscheinungen, wie man vermuten möchte, die meisten Gewitter finden beim Eintreten der feuchten Jahreszeit Oktober bis Januar statt, aber sie sind nach keiner Richtung heftiger als die Sommergewitter Norddeutschlands. Hagel fällt nie auf Samoa, erst im südlicheren Tonga und auch da äusserst selten.

Die Feuchtigkeit ist besonders im Sommer sehr gross. Im Winter ist die Taubildung so reichlich, dass in den Wäldern alsdann oft ein feiner Regen entsteht, der den frühen Wanderer auf den engen Pfaden und bei der üppigen Vegetation bis auf die Haut durchnässt.

Dezember bis April könnte man die Regenzeit nennen, aber sie hat nicht die Regelmässigkeit der tropischen Kontinentalregen und ist oft von schönem heiteren Wetter unterbrochen. Die aus NW einsetzenden Regenböen halten Stunden, Tage, selbst Wochen lang an, dann folgt oft ebensolange dauerndes schönes Wetter mit leichten nördlichen oder östlichen Winden. Die Luft ist um diese Zeit ausserordentlich feucht, so dass alles Eisenwerk rasch

rostet etc. Regen treten auch häufig genug in den Wintermonaten auf, doch sind sie dann von kürzerer Dauer, häufig nur am Nachmittag eintretend. In einzelnen Jahrgängen sind im englischen Konsulat über 250 cm an Regen gemessen worden. Oft aber ist die Trockenheit grösser und es kommen von Juni bis September oder Oktober gar keine Regen vor, ohne dass die Vegetation darunter leidet, der starken Taufälle wegen. Die grosse Feuchtigkeit bedingt auf diesen Inseln eine überaus üppige Vegetation, und es sind besonders die Berge mit dichten Waldungen bedeckt.

Der Himmel ist von reinem schönen Kornblumenblau, doch ist der Horizont meist von einem weissen Dunststreifen begrenzt, der nur bei Sonnenaufgang zuweilen sich nicht zeigt, und einer scharfen Begrenzung des Seehorizontes Platz macht. Von ganz besonderer Schönheit und Helligkeit sind die Vollmondnächte. Die Abendröte ist zwar von kurzer Dauer, aber von den schönsten orangegelben Tinten begleitet.

Ganz ähnlich lauten die Schilderungen des Klimas der Fidschiinseln. Von April—November weht der SE-Passat kräftig, von Dezember—März treten oft nördliche Winde ein und im Februar und März sind starke Stürme zu erwarten. Infolge des Vorherrschens der heftigen Passatwinde sind diese Inseln, sowie auch alle östlich davon liegenden Inselgruppen frei von tropischen Krankheiten, während die Neuen Hebriden, sowie die noch westlicher liegenden Inseln ungesund sind. Nur vor Dysenterie muss der Europäer auch hier auf der Hut sein.

Ueber das Klima der Sandwichinseln mögen noch folgende Bemerkungen Platz finden:

Der Passat weht durch 9 Monate, erfrischt und stärkt Tier- und Pflanzenwelt und macht den Aufenthalt auf diesen Inseln ausserordentlich lieblich und angenehm. In den Monaten Dezember, Januar und Februar wird er aber von südlichen und südwestlichen Winden teilweise verdrängt und geschwächt. Diese bringen, wie der Scirocco im südlichen Europa, eine Menge kleiner Uebel mit sich, die Eingebornen nennen die Südwinde geradezu die „kranken Winde". Sie haben auch eigene Namen für die Passat- und die Leeseite der Inseln, erstere, die nördliche Exposition, nennen sie die Kolauseite, letztere, die westlichen und südwestlichen Teile, welche durch die Berge vor den Passatwinden geschützt, aber den Einflüssen der Hawaiischen Sciroccowinde ausgesetzt sind, nennen sie Konaseite. Hier prävalieren im Winter während der Südwinde gastrische Erkrankungen, intermittierende Fieber; auf der Windseite, Kolau, sind die Ansiedler meistens katarrhalischen Affektionen der Atmungsorgane und Rheumatis-

men ausgesetzt, welche auf der Südseite wieder aufhören. Tuberkulose findet man sehr selten unter den Eingebornen. (Bechtinger, Ein Jahr auf den Sandwichinseln. Wien 1869.)

Bei Findlay (Directory ... of the Pacific Ocean T. II.) heisst es von der Insel Oahu: Die Regenzeit ist im allgemeinen von Mai bis September. Cook sah nur die nördliche, d. i. die Windseite, und dort schien sie ihm weitaus die schönste der Inseln zu sein, wegen des Grüns der Hügel und Waldungen und den reich angebauten Thälern. Dagegen sah Wilkes zuerst die südliche, die Leeseite, und fand den Anblick durchaus nicht einladend, ähnlicher der Küste von Peru als irgend einer der polynesischen Inseln, mit ödem felsigen Boden. Dies ist die Seite, auf welcher Honolulu liegt.

E. Das amerikanische Tropengebiet.

Unter allen Tropengebieten ist das amerikanische dasjenige, über welches in meteorologischer Hinsicht die neuere Zeit den geringsten Zuwachs an Beobachtungsresultaten gebracht hat. Sowohl die Temperaturverteilung wie die Verteilung des Luftdrucks sind nur ganz ungenügend bekannt. Für das mexikanische Gebiet ist allerdings Aussicht vorhanden, dass unsere Kenntnisse durch die in den letzten Jahren errichteten zahlreicheren Beobachtungsstationen unter guter Leitung eine wesentliche Förderung erfahren; gegenwärtig jedoch sind die Resultate derselben noch nicht zu benutzen. Während wir aus dem Innern Afrikas ganzjährige wichtige meteorologische Aufzeichnungen und namentlich sehr gute klimatische Beschreibungen besitzen, ist dies vom Innern Südamerikas nicht in gleicher Weise der Fall, obgleich dasselbe civilisierten Staaten angehört. Das ganze ungeheure brasilianische Reich hat innerhalb der Tropen nur zwei bis drei Küstenstationen aufzuweisen, von denen man gelegentlich klimatische Daten erhält; erst wo die deutschen Kolonien in Südbrasilien beginnen, wird das meteorologische Beobachtungsmaterial reichlicher.

Unter diesen Verhältnissen, welche eine gedrängte systematische Darstellung des Klimas des tropischen

Amerika nicht gestatten, schien es mir das Zweckmässigste, die vorhandenen Beobachtungsresultate, soweit sie vertrauenswert sind, in kürzester Form, aber möglichst vollständig mitzuteilen und dieselben durch gute Schilderungen des Klimas von Reisenden erläutern zu lassen.

Die Temperaturverhältnisse unseres Gebietes werden in den allgemeinsten Umrissen durch die folgenden Tabellen zur Darstellung gebracht.

Ort	N. Breite	Seehöhe	Jahres-temp.	kältester Monat		wärmster Monat	
Mexiko							
San Luis Potosi (2)	22° 9′	1890	17,4	Jan.	13,5	Mai	22,3
Mexiko (4). . . .	19 26	2266	16,4	„	12,5	„	19,6
Cuernavaca * (1) .	18 55	1505	20,9	„	18,3	April	23,4
Orizaba *	18 54	1250	19,6	Dez.	17,4	Mai	23,4
Mirador (16) . . .	19 15	1097	20,1	Jan.	16,6	„	23,1
Cordoba (5) . . .	18 45	928	20,5	„	17,7	„	23,1
Veracruz (3½) . .	19 12	—	25,4	„	22,1	„	27,7
Colima (12) . . .	19 12	—	26,1	Febr.	23,0	Juli	28,5
Oaxaca * (1) . . .	16 57	1546	19,2	Dez.	16,3	Mai	21,7
Mittelamerika							
Belize (5)	17 30	—	26,7	Jan.	24,5	Aug.	28,3
Guatemala (6) . .	14 37	1480	18,6	„	16,7	April	20,3
San José (Costar.)(5)	9 56	1145	20,8	Dez.	20,1	„	22,2
Aspinwall (6) . .	9 21	—	26,2	Okt.	25,9	April, Mai	26,7
Westindien							
Nassau * (4) (Bahama)	25 5	—	26,4	Jan.	23,2	Aug.	29,7
Turks.-J. (3) „	21 29	—	26,3	März	23,9	„	28,6
Habana (6) . . .	23 9	—	25,3	Jan.	22,2	„	28,0
Port au Prince (5)	18 33	50	25,9	„	24,4	Juli	27,8
Kingston (Jam.) (5)	18 0	—	26,0	„	24,3	„	27,6
Tortola (3) . . .	18 27	—	26,3	März	24,5	Aug.	27,8
Guadeloupe (3) . .	15 29	—	26,1	Febr.	24,1	„	27,6
Trinidad (19) . .	10 39	—	25,5	„	24,4	Mai	26,3
Südamerika: 1) Anden							
Caracas (3) . .	10° 30′ N.	927	21,8	Jan.	20,3	Mai	23,3
Bogota (2) . . .	4 35 „	2660	14,4	Aug.	13,4	März, Nov.	15,1
Quito (1½) . .	0 14 S.	2850	13,1	Juli	12,5	Nov., Jan.	13,6
Antisana (1) . .	0 21 „	4060	4,9	Juli, Aug.	3,0	Jan.	6,2

Ort	Breite	Seehöhe	Jahres-temp.	kältester Monat		wärmster Monat	
				2) Ostküste			
Georgetown (11)	6 50 N.	—	26,4	Jan., Febr.	25,8	Okt.	27,3
Paramaribo (6) .	5 44 „	—	26,7	Jan.	25,7	Sept.	27,6
Cayenne (7) . .	4 56 „	—	26,8	Jan., Febr.	26,1	Okt.	27,7
Para (4) . . .	1 28 S.	—	27,0	Febr.	26,0	Nov.	27,7
Pernambuco (2) .	8 4 „	—	25,7	Juli	23,9	Febr.	27,1
S. Bento (10) . .	12 37 „	—	24,8	„	22,4	„	26,7
Rio de Janeiro .	22 54 „	—	23,8	„	21,2	„	26,6
				3) Inneres			
Manaos (5/6) . .	3 8 S.	—	26,1	April	25,3	Nov.	27,0
St. Antonio (1) .	9 5 „	—	26,0	Juni	25,2	Okt.	27,0
Asuncion. (1) . .	25 16	98	22,2	Juli	(14,5)	Jan.	(28,4)
Tucuman . . .	26 50	440	19,3	Juni	12,1	„	24,7
Corrientes (5) .	27 28	68	21,2	Juli	16,4	„	25,9
				4) Westküste			
Lima (2) . . .	12 3	152	18,5	Juli	14,7	Febr.	23,4
Arica (1) . . .	18 25	—	19,7	Aug.	17,2	Jan.	22,0
Caldera (2) . .	27 5	—	15,3	Juli	11,7	„	19,0
Copiapo (5) . .	27 22	396	15,3	„	10,4	„	20,4

Mittlere Jahresextreme der Temperatur

Mexiko . .	29,4	—1,1	Caracas . .	26,5	14,3
Mirador . .	35,0	5,8	Bogota . .	23,5	6,4
Veracruz . .	37,0	13,3	Quito . .	23,7	3,3
Belize . . .	32,1	16,1	Antisana .	11,0	—6,2
Guatemala .	31,8	7,5	Georgetown	32,2	21,1
San José . .	28,1	14,1	Pernambuco	31,7	18,3
Habana . .	37,8	12,9	Arica . .	28,0	13,3
Trinidad . .	31,9	17,9	Copiapó . .	33,4	3,4

Das Gebiet höchster Sommerwärme umfasst den Mexikanischen Golf mit seinen Inseln und Uferländern und zieht sich über die Tropenzone im Nordwesten nach Neu-Mexiko, Arizona und Unterkalifornien hinein. Die westindischen Inseln und die nördlichen und westlichen Ufer des Mexikanischen Golfes haben im Juli eine mittlere Temperatur von 27—28° C. Das Wasser des Mexikanischen Golfes hat im Sommer eine Temperatur von 28° C., es ist dies die höchste Mittelwärme, welche man über-

haupt in grösseren Meeresbecken vorfindet. Das Gebiet grösster Erwärmung liegt aber in Arizona und Unterkalifornien schon ausserhalb der Tropen. Gegen den Herbst hin zieht sich das Wärmemaximum der Luft nach dem nördlichen Teile von Südamerika zurück und wandert bis zum Februar auf die südliche Hemisphäre hinüber. Es scheint aber im Sommer der südlichen Hemisphäre im Innern Südamerikas kein besonders dominierendes Wärmecentrum sich zu entwickeln. Das höchste Monatmittel der Temperatur zu Manaos am Amazonenstrom in 3° 8′ N. Br. hat der November mit 27,0°, St. Antonio am Madeira unter 9° S. Br. stimmt völlig damit überein.

Die Jahresisotherme von 20° verläuft im Norden wie im Süden Amerikas ziemlich genau unter dem 30. Breitegrad, den schmalen peruanischen Küstenstrich ausgenommen, welcher bekanntlich abnorm kühl ist (siehe Lima, Arica, Caldera). Der Wärmeäquator, von welchem nach Norden wie nach Süden die mittlere Jahrestemperatur abnimmt, dürfte Südamerika wenig nördlich vom Aequator durchschneiden[1]).

Was die unregelmässigen Schwankungen der Temperatur anbelangt, so sind dieselben im Winter in Mexiko und Mittelamerika, ja auch im Norden von Cuba viel grösser, als in den übrigen Tropengebieten, vielleicht das südliche China ausgenommen. Der strenge Winter von Nordamerika macht sich weithin nach Süden fühlbar, wenn auf der Rückseite vorüberziehender Barometerminima die Luftmassen von Norden herabgezogen werden und als die berüchtigten „Northers“ über den Mexikanischen Golf bis gegen 15° Nordbreite hinabwehen. Im Innern des äquatorialen Südamerika bringt der im Winter kräftig wehende SE-Passat aus höheren südlichen Breiten zuweilen eine sehr empfindliche Abkühlung. Die äquatoriale Ostküste Südamerikas hat dagegen die gleichmässigsten Temperaturverhältnisse. Die Temperaturdif-

---

[1]) Das normale Bild der Wärmeverteilung wird im tropischen Amerika, wie ja auch anderswo, örtlich gestört durch lokale Wärmeerhöhung, welche durch die Lage an die Wärmestrahlen reflektierenden Berg- oder Felsenwänden bedingt ist. So hat z. B. La Guayra eine mittlere Temperatur von 28,1° C. und führt auch den Beinamen Infierno de Venezuela.

ferenz der extremen Monate beträgt hier wie im Innern nur 1,5 bis 2°.

Da wir aus Südamerika nur sehr wenige zur Zeichnung von Isobaren verwendbare Barometerbeobachtungen besitzen, so wissen wir über den Verlauf derselben in dieser Gegend sehr wenig; namentlich fehlt uns die Kenntnis darüber, ob sich im Innern des tropischen Südamerika im südlichen Sommer ein dominierendes Barometerminimum entwickelt und wo überhaupt ein solches liegen mag. Zu Manaos (3° S.) sinkt der Luftdruck vom Juni zum Dezember um circa 3 mm. Es tritt übrigens in der Nähe des Aequators, selbst auf den Kontinenten, überhaupt kein erhebliches Barometerminimum auf (auch nicht in dem viel heisseren und trockeneren Innern des äquatorialen Afrika). Der mittlere Luftdruck bleibt hier das ganze Jahr niedrig, aber ziemlich konstant. Es wäre ein Sommerminimum erst im Innern des südlichen Brasilien und dem nördlichen Argentinien zu erwarten. Im Gebiete des Mexikanischen Golfes erreicht der mittlere Luftdruck zwei Minima, eines im Mai, das andere im Oktober.

Monate des niedrigsten mittleren Luftdruckes [1]).

Das Hauptminimum ist mit * bezeichnet.

Nassau (Bah.)	25,1	N. Br.	Mai	Okt.*	Jamaika	18,0	N. Br.	Mai	Okt.*
Habana .	23,2	„	Mai	Okt.*	Barbados	13,5	„	Mai	Okt.*
Veracruz .	19,2	„	Mai*	Sept.	Trinidad	10.7	„	Mai	Nov.*
Belize . .	17,5	„	Mai*	Okt.	Guiana .	6.0	„	Mai	Nov.*

Wie die folgenden Regentabellen zeigen, fallen die Hauptregenzeiten in Westindien mit den Zeiten des niedrigsten Luftdrucks zusammen, der allgemein regenreichste Monat ist der Oktober, der zugleich den niedrigsten Luftdruck des Jahres hat. Auf Trinidad wie in Guiana ist dies nicht mehr richtig; die grössten Niederschläge fallen zum Teil noch bei dem höchsten Luftdruck des Jahres. Schon auf Trinidad und noch ausgesprochener in Guiana fällt dieser letztere auf die Monate Juni—August, d. i. auf die Zeit der grössten Erwärmung der nördlichen

[1]) Ich enthalte mich absichtlich der Angabe der absoluten Werte des Luftdrucks.

Hemisphäre und dies deutet einen oberen Luftzufluss aus höheren nördlichen Breiten an, wo die grösste relative Erwärmung stattfindet.

Mexiko, Mittelamerika und Westindien liegen im Gebiete des NE-Passats, der allerdings, gestört durch die ungleichmässige Erwärmung der verschiedenen Landflächen, hier nicht mit der Regelmässigkeit weht wie über dem offenen Ocean. An der Westküste von Mexiko herrscht ein NW-Wind, der durch die Erwärmung des Landes sowohl, als auch durch das Barometermaximum über dem Ocean (im Westen von Kalifornien) hervorgerufen wird.

In Westindien dreht sich der Wind von NE im Winter nach E und SE im Sommer. Natürlich haben die Gebirgszüge der grösseren Inseln erheblichen Einfluss auf die örtliche Windrichtung, ferner verstärkt die Erwärmung des Landes bei Tag den Passat an den Nord- und Ostküsten, schwächt ihn dagegen an den Süd- und Westküsten.

Auf dem Kontinent von Südamerika weht der Passat mit grosser Regelmässigkeit und Stärke bis an den Ostfuss der Anden, besonders kräftig im Thale des Amazonenstromes von Juni—November, welches die trockensten Monate sind; während der Regenzeit treten auch Windstillen und Westwinde auf. Die südamerikanische Westküste auf der Leeseite der Anden[1]) hat dagegen kühle S- und SW-Winde bis zum Kap Blanco (circa 5° S.) hinauf. Dieselben nehmen ihren Ursprung aus dem Gebiet des Barometermaximums, das über dem Pacifischen Ocean in der Gegend des 30. Breitegrades nahe an der Küste liegt. Im grössten Gegensatz zu diesem abnorm kühlen, ganz unter der Herrschaft von Polarwinden und eines kühlen Meeresstromes stehenden regenlosen Küstensaume steht die nördlich angrenzende Küste von Ecuador und Columbia. Auf dem Küstenstrich Choco (2—4° N.) fallen fast täglich Regengüsse bei WNW-Winden.

Regenzeiten. Die folgenden Tabellen enthalten die Resultate der mehrjährigen Regenmessungen, die aus dem tropischen Amerika vorliegen.

---

[1]) Innerhalb des eigentlichen Tropengebietes darf man immerhin auch sagen „im Windschatten des Passats".

	Chihuahua	Mexiko	Mirador	Cordoba	Belize	Guatemala	San José	Aspinwall	Panama	Caracas
	28° 38′	19° 26′	19° 15′	18° 45′	17° 30′	14° 37′	9° 56′	9° 23′	8° 59′	10° 30′
	1414	2266	1097	928	—	1480	1145	—	—	927
	(3)	(14)	(12)	(9)	(5)	(6)	(7)	(6)	(4)	(4)
Dez.	2	7	55	92	217	9	53	284	70	26
Jan.	38	4	39	75	180	7	8	51	13	9
Febr.	7	6	32	53	102	3	2	40	19	8
März	0	10	62	85	37	21	28	19	40	7
April	6	27	68	96	42	75	32	53	72	26
Mai	35	51	154	160	42	142	175	299	193	55
Juni	**216**	100	**400**	**487**	163	**281**	**233**	339	**200**	116
Juli	153	106	348	443	**206**	274	191	333	193	**122**
Aug.	133	**140**	316	409	189	226	214	**369**	173	92
Sept.	27	104	**362**	**516**	177	227	294	350	190	**136**
Okt.	29	53	208	332	**409**	183	**303**	344	242	128
Nov.	0	19	88	119	181	12	118	**608**	**294**	66
Jahr	646	627	2132	2867	1945	1460	1651	3089	1699	791

In Veracruz (19° 12′) fallen nach 2jähr. Messungen 456 mm, davon in den drei Sommermonaten (Juni—Aug.) 297 cm, im Winter nur 15.

Mexiko hat normale tropische Sommerregen von Juni—September und einen trockenen Winter. Auch zu Kolima an der Westküste beginnen die Regen konstant mit Ende Mai oder Anfang Juni und dauern bis Oktober, im August erreichen die Regen ihren Höhepunkt (Regenmenge im 12jähr. Mittel 1062 mm). Der Ostabfall des Hochlandes von Anahuac hat die grössten Regenmengen aufzuweisen. Der Uebergang zu dem trockenen Hochland selbst erfolgt bei Ueberschreitung des Randgebirges auf rasche und schroffe Weise. Nach Norden hin verschmelzen im Osten die Sommerregen Mexikos mit jenen von Texas, während sie im Westen von den regenarmen Gebieten von Unterkalifornien und Arizona begrenzt werden.

	Habana	Kingston	Morant Point	Port au Prince	Porto Rico	St. Thomas	Santa Cruz	Barbados	Trinidad
		Jamaika							
	23° 9′	18° 0′	17°57′	18°33′	18°26′	18°21′	17°45′	13°12′	10°39′
	(20)	(7)	(7)	(4½)	(9)	(10)	(22)	(25)	(29)
Dez.	56	53	158	38	93	73	74	114	131
Jan.	83	42	132	32*	96	57	53	83	74
Febr.	42	18*	36*	60	53*	19*	38*	66	48
März	39*	30	48	90	85	64	53	37*	43*
April	81	21	63	242	120	38	69	51	52
Mai	104	**96**	**228**	**316**	114	76	**104**	90	99
Juni	**144**	34	96	115	117	85	94	138	198
Juli	124	63	75	104	164	59	79	145	231
Aug.	122	111	100	140	143	76	112	184	**290**
Sept.	152	131	216	155	129	148	157	158	208
Okt.	**172**	**224**	**299**	**163**	168	**163**	**191**	**221**	181
Nov.	56	105	236	100	**198**	112	109	180	165
Jahr	1175	928	1687	1555	1480	970	1133	1467	1720

Auf der Insel Nassau (25° 5′ N. Br., 77° 21′ W. L. 24 m Seehöhe) fallen nach 3jährigen Beobachtungen jährlich 1188 mm Regen, die Regenzeit währt vom Mai—Okt., auf welche Zeit (6 Monate) 960 mm kommen, die stärksten Regenmonate scheinen Mai und Sept. zu sein. Der trockenste Monat ist der März mit 14 mm.

Mittelamerika und die Anden von Südamerika bis zum Aequator haben grösstenteils zwei Regenzeiten, welche durch eine Abnahme der Regen zur Zeit des nördlichsten Sonnenstandes entstehen. Specielleres darüber enthalten die folgenden klimatischen Schilderungen.

Westindien (auch Honduras) hat vorwiegende Oktoberregen, ein zweites kleineres Regenmaximum macht sich vielfach im Mai bemerkbar. Die trockensten Monate sind Februar und März. Die Regenzeiten der Nord- und Südseite der hohen Inseln unterscheiden sich jedoch wesentlich voneinander. An den hohen Nord- und Nordostküsten bringt der Passat zu Anfang seiner Herrschaft eine Regenzeit, auch die „Northers“ bringen im Winter

den Nordküsten von Mexiko und Mittelamerika reichlichen Regen.

	Bogota	Quito	George-town	Para-maribo	Cayenne	Pernam-buco	Rio de Ja-neiro	Tucuman	Cor-rientes
	4° 35′ N.	0° 14′ S.	6° 50′ N.	5° 44′ N.	4° 56′ N.	8° 4′ S.	22° 54′ S.	26° 50′ S.	27° 28′
	2660 (2)	2850 (1½)	— (11)	— (6)	— (6)	— (4)	— (12)	465 (4)	— (7)
Dez.	190	70	**273**	**257**	332	51*	133	139	134
Jan.	137	82	174	247	372	**171**	136	**143**	133
Febr.	107	162	148	120	420	99	120	**175**	200
März	89	113	185	227	527	261	**150**	133	197
April	**241**	**168**	186	246	536	458	86	56	**205**
Mai	187	130	357	284	**590**	417	121	45	98
Juni	100	63	**353**	**332**	415	**460**	40	11	90
Juli	92	33	279	209	149	390	32*	16	68
Aug.	118	47	189	193	45	256	70	8*	41*
Sept.	86	47	66	73	16	120	83	8	99
Okt.	231	112	63	83	37	47	98	67	119
Nov.	**300**	**158**	142	104	76	22*	145	97	120
Jahr	1878	1185	2415	2375	3515	2752	1214	898	1504

Zu Iquitos am oberen Amazonenstrom (3° 44′ S. Br.) fallen nach 19monatlichen Messungen 262 cm, die Hauptregenmonate sind Dezember bis März, in welchen 111 cm fallen, die trockensten Monate sind Juli und August, doch hat selbst der August noch 117 mm Regen, es regnet also das ganze Jahr. Aehnlich verhält es sich in Manaos, wo etwa 140 cm fallen.

Die Regen an der Ostküste von Südamerika bis Pernambuco hinab machen eine Ausnahme von der tropischen Regel. Trinidad hat ein einfaches Regenmaximum im August. Guiana hat Dezember- und Juniregen, d. i. beide Male fast zur Zeit, wo die Sonne am niedrigsten steht, am trockensten sind September und Oktober. Zu Para

unter dem Aequator regnet es nach einjährigen Messungen am reichlichsten von Februar—Mai und am wenigsten im Oktober (Jahresmenge 1814 mm). Pernambuco und Umgebung haben entschiedene Winterregen, die ersten Regen fallen im Januar, dann tritt eine kleine Abnahme der Regen im Februar ein, die grösste Regenmenge fällt von April—Juli. Sehr bemerkenswert ist hier auch das fast gänzliche Fehlen der Gewitter.

Die Winterregen sind auf den Küstenstrich beschränkt. nach Süden bildet Bahia die Grenze derselben, es finden da je nach den Jahrgängen Winter- oder Sommerregen statt. Liais meint, die Ursache der Winterregen an dieser Küste, die ziemlich rechtwinkelig zum SE-Passat verläuft, liege darin, dass die Hochebenen des Innern im Winter relativ kalt sind gegen den Ocean, die kalte Luft fliesst aus dem Innern gegen das Meer ab und der Passat muss deshalb aufsteigen. Die Breite der Küstenzone, die Winterregen hat, variiert nach den Jahren. Es stellen sich hier zuweilen grosse Extreme in den Niederschlagsverhältnissen ein, denn zuweilen participiert die Küste an den Trockenzeiten des Innern (Winter), zuweilen an dessen Regenzeiten, so dass dadurch verlängerte Perioden der Dürre und der Regenzeiten entstehen. So erklären sich die gelegentlichen grossen Dürren der Sertãos von Bahia und Alagoas und selbst zum Teil von Pernambuco. Ein Teil des Innern von Ceara leidet in noch höherem Masse an solchen Dürren, denn hier weht der Passat parallel zur Küste.

Von S. Bento das Lages (Nordbahia) — 12° 37′ S.Br., 38° 40′ W., 30 m hoch — liegen 1 ½ jährige Regenmessungen vor, sie geben einen Jahresniederschlag von 205 cm. Die Hauptregenmonate sind April—Juli (inkl.), September, November, dann der Februar sind trocken, Dezember und Januar haben eine zweite schwache Regenzeit.

An den Küsten von Espirito Santo und in Rio de Janeiro regnet es das ganze Jahr, im Mittel jedoch zumeist im Sommer; die trockensten Monate sind Juni—August. Im Innern von Brasilien sind diese Monate stets trocken, die Regenzeit währt von Oktober—März, die Trockenzeit

von April—September. Einjährige Beobachtungen zu Gongo Soco (19° 58′ S., 48½° W., in 1024 m) gaben einen Niederschlag von 317 cm, davon nur 13 cm von Mai bis August (Jahrestemperatur 19,6°, November 22,2, Juli 15,2). Tucuman, allerdings schon ausserhalb der Tropen, zeigt wohl ziemlich genau den Typus der Regenzeiten des Innern.

Die meisten und besten Berichte über das Klima des Innern von Brasilien haben wir vom Thale des Amazonenstromes, also einige Grade südlich vom Aequator. Von zwei Orten, Manaos und Iquitos, liegen sogar regelmässige meteorologische Aufzeichnungen vor. Zu Manaos fallen circa 140 cm Regen, zu Iquitos 262. Die absoluten Extreme der Temperatur zu Manaos waren 35,7° und 20,7°, zu Iquitos 32,4° und 18,8°. Detailliertere Beschreibungen des Klimas folgen im nachstehenden.

Die Niederschlagsverhältnisse des schmalen Küstensaumes, den die Andenkette im Westen zwischen sich und dem Grossen Ocean lässt, haben wir schon erwähnt. Der Regen fehlt hier fast völlig circa von 30° bis 5° S. Br. Dass die Ursache in der hier bestehenden Luftdruckverteilung und den dadurch bedingten vorherrschenden Luft- und Meeresströmungen zu suchen ist, wurde S. 132 erörtert. Eine Charakteristik des Klimas der peruanischen Küste geben wir später.

Südamerika unterscheidet sich dadurch wesentlich von Südafrika, dass südlich von dem äquatorialen Waldgürtel ein regenarmes Steppen- und Wüstengebiet, der Kalahari entsprechend, fehlt. Es liegt in diesen Breiten das Gran Chaco, eine ausgedehnte Niederung, welche während der Regenzeit fast ganz unter Wasser steht, das gerade Gegenteil der Kalahari. Der Grund hierfür ist wohl darin zu suchen, dass in Südamerika die grösste Erhebung des Landes, und zwar einer der mächtigsten Gebirgswälle der Erde, erst dem Westrand des Kontinents aufgesetzt ist und der SE-Passat daher hier noch gezwungen wird, den Rest seines Wasserdampfgehaltes zu kondensieren, welchen er nach dem Passieren der östlichen niedrigen Bergketten und Hügellandschaften noch nicht abgegeben hat. Die Ostabhänge der Kordilleren in dem Niveau von 500 bis

700 m, der Landstrich des Monte Real, werden als der Gürtel eines ewigen feuchten Sommers mit üppiger tropischer Waldvegetation geschildert.

Der nördliche Teil Südamerikas gehört noch fast ganz der äquatorialen Region an, so dass an eine Wüstenbildung daselbst nicht zu denken ist, um so weniger, da die Küste unter circa 10° N. Br. von dem warmen karaibischen Meere bespült wird, welches den NE-Passat reichlich mit Wasserdampf versorgt.

Der Wasserreichtum, der das ganze tropische Südamerika gegenüber Südafrika auszeichnet, hat also seinen Grund darin, dass in Südamerika die hohe Gebirgsleiste, welche den Kontinent einsäumt, auf der Westseite liegt, dem wasserdampfreichen Passat daher der ganze Kontinent offen liegt, während umgekehrt in Südafrika der hohe Gebirgsrand und die Plateauländer auf der Ostseite liegen, so dass der SE-Passat das Inland als ein herabsteigender wasserdampfarmer Wind bestreicht.

Dagegen hat der Küstensaum auf der Westseite der Kordilleren die grösste Aehnlichkeit mit der Westküste Südafrikas unter gleichen Breiten, die Regenarmut und die Temperaturerniedrigung ist sogar noch grösser als dort.

Die vorausgegangene ganz allgemeine Darstellung des Klimas des tropischen Südamerika soll nun näher erläutert werden durch die nachstehenden Schilderungen, die sich auf einzelne Lokalitäten beziehen und dadurch eine bestimmtere Vorstellung der klimatischen Verhältnisse gewähren.

Westindien. Die westindischen Inseln liegen in einer Zugstrasse von Cyklonen, welche von Osten herkommend, im allgemeinen eine nordwestliche Bahn verfolgen, um unter 29—30° N. Br. umzubiegen und nun die Richtung von SW nach NE verfolgen, wobei sie häufig die Südstaaten der Union berühren und dann dem Lauf des Golfstromes folgen. Von diesen westindischen Cyklonen kommen etwa 88% auf die Monate August, September und Oktober. Die grossen verheerenden Cyklonen sind glücklicherweise ziemlich selten, so ist z. B. die Insel St. Thomas in anderthalb Jahrhunderten nur 7mal verheert worden.

Ueber die Witterungserscheinungen auf den Virginischen Inseln, namentlich auf S. Thomas, vgl. Palgrave[1]:

Während 9 Monaten im Jahr erinnert die Regelmässigkeit der Winde über den Virginischen Inseln an den Gang einer Uhr. Die unterste Strömung ist der Passatwind, welcher kräftig von NNE weht mit einer geringen Drehung nach N bei Nacht und am Morgen und nach S von Mittag bis Sonnenuntergang. Seine Stärke variiert zwischen einer leichten Brise und einem stürmischen Winde. Er bringt leichte Cumulusmassen mit sich, aus denen gelegentlich reichliche doch kurze Regenschauer fallen. Diese Luftströmung, der Passat dieser Regionen scheint nicht 700 m[2]) Höhe zu überschreiten. — Ueber derselben fehlt ein SW selten, angezeigt durch leichte Cirruswolken, doch selten von Cumulus oder anderen Regenanzeichen begleitet. Darüber weht erst ein W-Wind, durch sehr leichte Cirrus angezeigt, die sich rasch bilden und rasch verschwinden. Diese 3 Winde wehen kaum mit einer Unterbrechung von November bis Juni inkl. Wenn, was selten geschieht, doch sehr erwünscht ist, ein S-Wind um diese Zeit eintritt, so bringt er dichte Wolken und reichlichen Regen. Die Winde von N und NE sind dagegen sehr trocken.

In den Monaten August bis Oktober, zuweilen schon Mitte Juli, verliert der NE-Wind seine Stärke und wird oft neutralisiert oder selbst verdrängt durch südliche Winde. Dieselben sind während des Sommers gewöhnlich leicht und von klarem heiteren Himmel begleitet, Wolken gibt es bloss, wenn NE-Wind für eine Zeit wieder herrschend wird, den S zurücktreibt und schwere Regengüsse und Gewitter bringt, die 3—4 Stunden dauern, nach denen der Wind wieder nach SE und S zurückgeht. Wirbelstürme beginnen unter ähnlichen Erscheinungen, sind jedoch selten. Starke Windstösse, bis zur Sturmesstärke, wehen gelegentlich im Winter von N und NE, sie sind von Kälte begleitet, das Thermometer sinkt bis 23° oder selbst tiefer, mit trübem wolkigen Himmel und wenig Regen.

Im Winter und Frühling treten auf dem Meere auch „weisse Böen“ auf.

Haiti. Port au Prince. Die Eingeborenen unterscheiden zwei Jahreszeiten, die trockene und die regnerische. Die grosse trockene Saison beginnt im November und endet im März; ein heftiger NE-Wind prädominiert Tag und Nacht bei hohem Barometerstand und die tägliche Temperaturschwankung ist am grössten. April und Mai bilden die Hauptregenzeit, im Mai beginnen die regelmässigen Gewitter, die bis Ende Oktober auftreten. Juni und Juli sind trocken, eine untergeordnete trockene Zeit. August, September und Oktober bringen wieder mehr Regen, es sind nasse Monate, eine zweite kleinere Regenzeit.

---

1) Nature 1874.
2) Diese Höhenangabe ist offenbar zu gering.

In Port au Prince fällt der Regen selten am Vormittag und es gibt jährlich nur 3–4 europäische Regentage, d. h. solche, an denen es beständig regnet. Die Nachmittagsregen sind gewöhnlich von Gewittern begleitet; bei weitem die grösste Regenmenge fällt bei Nacht (im Mittel 41 cm bei Tag und 112 cm bei Nacht) und auch von den lokalen Gewittern kommen zwei Drittel auf die Nacht.

Die grösste Regenmenge an einem Tage innerhalb 4 Jahren war 142 mm.

Von den Schwankungen in der Verteilung der trockenen und nassen Monate und der Regenquantität hängt der Ausfall der Kaffeeernte ab, welche das Haupteinkommen des Landes bildet. Die Regenzeiten im Norden und Süden der Insel sind verschieden von denen zu Port au Prince im Westen. Die Gebirge beeinflussen dieselbe sehr stark. Im Norden (Kap Haiti) dauert die Regenzeit von Dezember bis April, die trockene von Mai bis September, es fällt hier viel mehr Regen, nach alten Beobachtungen 325 cm; im Süden (Kayes) fällt die Regenzeit auf Mai, Juni, Juli, die trockene auf August und September. Die absoluten Wärmeextreme von 4 Jahren in Port au Prince waren 38,0° und 13,6°. Die tägliche Wärmeschwankung beträgt im Mittel 10,4°.

Es gibt jährlich 115 Tage mit Gewittern und zudem 14 mit Wetterleuchten. Hagel fällt sehr selten, Nebel ist zu Port au Prince unbekannt, jedoch häufig in einer Höhe von 500 m. (Ackermann in Peterm. geogr. Mitteil. 1868 u. Archives des sciences B. 25.)

Jamaika hat zwei Regen- und zwei Trockenzeiten; im Mai und Oktober beginnen auf der ganzen Insel Regen, die durch 2 Monate währen, die Zwischenzeit ist trocken. Die Nordseite hat daneben Winterregen im November, Dezember und Januar; der südliche Teil Sommerregen im August und September. Die grösste Regenmenge fällt im nordöstlichen Teil, die geringste im südlichen Teil der Insel.

Im Mittel der Jahre 1880/81 war nach den Beobachtungen von zahlreichen über die Insel verteilten Stationen die Verteilung der Regenmengen folgende:

	Mittel [1])	Maximum	Minimum [2])
Nordostdistrikt . . .	213	350	142 cm
Westcentral	174	260	107 „
Norddistrikt	122	200	79 „
Süddistrikt	120	170	66 „

Die Insel Barbados hatte auf ihrem Flächeninhalt von nur 7,8 geogr. □ Meilen durch mehrere Jahre mehr als 200 Regenstationen. Die durchschnittliche Regenmenge der Stationen am Strande ist 125 cm, über dem Strande gleichfalls auf der Wind-

1) Aus allen Stationen des Distrikts.
2) Regenmenge an der regenreichsten und regenärmsten Station.

seite 160, im centralen Hochland ebensoviel, in der Niederung unter dem Winde 144, in der südlichen Niederung 129 cm. Zwischen 0 und 120 m fallen im Mittel 114 cm, von 120—240 m 140, über 240 m 165 cm.

Der NE-Passat herrscht durch drei Vierteile des Jahres, die Regen kommen hauptsächlich gleichfalls aus NE, aber zu gewissen Zeiten des Jahres dreht sich der Wind gegen SW und NW und bringt Regenschauer, die aber nicht auf die Windseite (NE-Seite) hinüberreichen. Vergleichsweise selten fällt auf der ganzen Insel zugleich Regen. Der trockenste Monat ist der März, der regenreichste der Oktober. In trockenen Jahren sind im allgemeinen alle Monate regenärmer, in nassen Jahren beschränkt sich der Exzess auf die Regenzeit (Herbst). Während der Trockenzeit — Dezember bis Juni — erhalten die Niederungen auf der Leeseite eine geringere Regenmenge als die anderen Distrikte, aber in den nassen Monaten Juli bis November, wo die westlichen Winde das Maximum erreichen, erhalten sie die grösste Regenmenge. Auf ein nasses Jahr folgt immer eine reiche Zuckerernte im nächsten Jahr, der Zuckerexport steht in einem einfachen Verhältnis zur vorausgegangenen Regenmenge (Rawson).

Mexiko (2280 m). Während der Trockenzeit des Winters ist die tägliche Wärmeschwankung sehr beträchtlich und die relative Feuchtigkeit sehr gering, 40% im Mittel von Februar bis Mai. Die Temperatur sinkt nachts gelegentlich unter Null, erhebt sich aber nachmittags zuweilen bis zu 25° C. April und Mai haben eine Monatsschwankung der Temperatur von 23—25° C. (wie in Mitteleuropa). Obgleich das Jahresmittel der Temperatur zu Mexiko nahe gleich dem von Neapel ist, rechnen die Einwohner das Hochland doch schon zur tierra fria, der kalten Region. Allerdings kommt der wärmste Monat nur der Julitemperatur von Süddeutschland gleich, der kälteste jedoch steht immer noch zwischen unserem April und Mai. Die „tierra caliente“ reicht hier etwas über 1000 m, d. i. zur Höhenisotherme von 20°, die Höhenzone zwischen 1000 und 2000 m etwa gehört der „tierra templada“ an.

Von Oktober bis Mai ist die Atmosphäre über der Hochebene selbst stets klar, ausgenommen wenn N-Wind weht. Doch über den Gebirgsgipfeln beginnen sich schon um 9 oder 10 Uhr die Wolken anzuhäufen und um 11 Uhr ist alles oberhalb 4000 m in Wolken gehüllt. Nachmittags senken sich diese Wolken und die oberen Schneehäupter werden kurze Zeit vor Sonnenuntergang

wieder sichtbar. Sie erscheinen dann in der herrlichsten Beleuchtung, in rosiger oder zuweilen rötlich goldener Färbung, um sogleich nach Sonnenuntergang ein bleifarbenes Kolorit anzunehmen. Die Wolken verschwinden um diese Zeit ganz. In den Thälern und auf den Wiesen bilden sich zuweilen Nebel während der Nacht. Es gibt übrigens auch Tage im Januar und Februar, wo nicht eine Wolke an den Bergen zu sehen ist.

Während der Regenzeit sind die Spitzen der höheren Berge selten zu sehen. In den Ebenen regnet es etwa jeden 3. Tag und im allgemeinen nur nachmittags von 3—5 Uhr, aber sehr heftig; in Höhen von 3000—4000 m fällt zuweilen Tage hintereinander kontinuierlich ein feiner Regen, der nachmittags sich verstärkt. Der Schneefall erstreckt sich dann mitunter bis zu 3600 m herab, die Schneelinie senkt sich hier im Sommer, d. i. während der Regenzeit (Baron Müller). Selbst in der Stadt Mexiko ist schon einmal Schnee gefallen.

Ueber das Klima des Isthmus von Tehuantepec wollen wir Kapitain R. Schufeldt hören. Es ist hier zu unterscheiden die Niederung auf der pacifischen Seite, die mittlere Region der Plateaus und Gebirge, und die Niederungen auf der atlantischen Seite.

Auf den Ebenen am Pacific beginnt die Regenzeit spät im Juni und endet im September. Während der übrigen 9 Monate des Jahres fällt hier kein Regen. Der Boden wird bis Ende des November trocken und die Vegetation dürr und spärlich. Vom November bis Juni müssen die Getreidefelder bewässert werden. Einige Pflanzen und gewisse Baumarten, wie die Akazie, blühen in diesem trockenen Boden, aber der allgemeine Charakter der Vegetation dieser Ebenen ist Aermlichkeit und Kümmerlichkeit. Ausnahmen finden sich längs den Uferbänken einiger Flüsse und näher an den Lagunen. Bäume finden sich hier reichlicher und sind wertvoller. Manche der Flüsse auf diesen Ebenen, selbst ansehnliche, beginnen im März trocken zu liegen. Die „Northers“, welche im Winter so gewöhnlich sind, bringen hier keinen Regen, wie dies allgemein an der atlantischen Küste und auf dem Tafelland der Fall ist, aber Staubwolken und Flugsand werden von diesen heftigen Winden aufgehoben und südwärts weiter über die Ebenen hingetrieben, bis sie in den Pacificischen Ocean fallen. Oefter, wenn man am Fuss der Isthmus-Kordillere steht und ein N-Wind herrscht, kann man dichte Regenwolken sehen, niedriger als 240 m über sich, das Plateauland von Tarifa und Chileva und die umliegenden Berge mit Regen überschwemmend; aber sowie diese Wolken über das Grenzgebiet in die trockene Atmosphäre der pacificischen Ebene getrieben werden, werden sie aufgelöst und nicht ein Tropfen fällt auf euch. Zuweilen bemerkt man sogar einen Regenbogen in diesen Wolken. Die Temperatur ist

auf der pacificischen Seite relativ höher, und dies ist besonders der Fall im Winter, weil der vorherrschende N-Wind, nachdem er seine Feuchtigkeit als Regen auf der atlantischen Seite abgegeben hat, beträchtlich wärmer ist, wenn er diese Gegend erreicht hat. Dazu kommt die südliche Exposition dieser Küsten, für welche die Sierra einen hohen natürlichen Wall gegen Norden bildet.

Der Mai ist der wärmste Monat, der Dezember der kälteste. Europäer setzen sich hier nicht der Mittagssonne aus und betreiben ihre Arbeiten ausser Hause am Morgen, Abend oder in der Nacht. Wir konnten dieser Praxis nicht folgen, ohne dass uns daraus ein Nachteil erwachsen ist. Die Regenzeit ausgenommen, gibt es hier sehr wenige bewölkte Tage. Das Klima ist nicht so entnervend, wie es durchschnittlich in den tropischen Niederungen zu sein pflegt. Die extreme Trockenheit der Atmosphäre, ähnlich jener in Aegypten, erleichtert die Transpiration bis zu einem bemerkenswerten Grade und der Körper wird dadurch kühl gehalten, und es fehlt die Abneigung gegen körperliche Anstrengung, welche sonst in einem feuchten Klima einzutreten pflegt, wenn die Temperatur so hoch ist wie hier.

Ueber den Plateaus und den Gebirgen beginnt die Regenzeit früher, im Juni, und endet im November — ausgenommen in den Gegenden von Chimalapa und Guichicovi, wo die Regen mehr oder weniger bis zum März andauern. Auf den Ebenen von Tarifa und Chileva gibt es gelegentlich Regen wenig später als Februar. Nach dem November kommen die Regen mit den Northers, welche darum die „nassen Northers“ genannt werden. Die Temperatur in diesem Teile des Isthmus ist beträchlich kühler als an der Küste des Pacific, und der Unterschied ist grösser, als er der Erhebung allein entsprechen würde, für welche weniger als 1,6 ° C. angenommen werden müsste, während die thatsächliche Differenz in den Wintermonaten 2,8—5,5 ° C. beträgt. Die Fichte und Eiche der gemässigten Zone sind sehr gemeine Bäume in allen exponierten Lokalitäten, während in derselben Höhe an windgeschützten Plätzen die tropische Vegetation der Ebenen gefunden wird. Während eines Norther fällt das Thermometer zuweilen bis auf 15 ° C. und der durchdringende Wind macht es dann scheinbar noch kälter. Dicke wollene Kleidung und ein paar schwere Decken sind in diesen Gegenden während der Wintermonate ein notwendiges Bedürfnis.

Auf den Ebenen am Atlantik setzen die Regen um den 10. Juni ein und dauern bis November und überdies sind während des Winters die Hälfte der Northers von Regen begleitet und nahezu alle mit trübem Wetter. Das Klima dieses Teiles des Isthmus ist feucht, ausgenommen die zwei Monate April und Mai, welche Zeit die angenehmste des Jahres ist. Infolge der übergrossen Regenmenge und der tropischen Wärme erreicht die Vegetation hier eine luxuriöse Entwickelung und repräsentiert in dieser Beziehung einen strikten Gegensatz zu der verkümmerten Vegetation auf den Ebenen am Pacific. Es ist aber hier merk-

lich kühler und das Thermometer fällt gelegentlich um 11° C. in wenigen Stunden, wenn ein Norther eintritt. Dünne wollene Kleider sind sehr komfortabel und heilsam während des grösseren Teiles des Jahres.

Der Isthmus verläuft von W nach E und die Kordillere ist hier sehr niedrig und schmal. An der atlantischen Seite verlaufen Seitenketten, welche gegen den Isthmus eine Art Trichter bilden, dessen Oeffnung nach N gekehrt ist. Durch diesen Eingang kommt der N-Wind, der im mexikanischen Busen im Herbst und Winter vorherrscht, und nimmt an Heftigkeit zu, je mehr er der engsten Stelle dieses Trichters sich nähert, bis er auf den Ebenen von Tarifa und Chileva mit der Heftigkeit eines wütenden Sturmes bläst. Es ereignet sich oft, dass eine leichte Brise aus N zu Minatitlan als ein heftiger Norther zu Tarifa herrscht. Die hohen dichten Wälder der atlantischen Ebenen brechen fast vollkommen die Kraft der Northers, so dass wenige (englische) Meilen vom Golf auf dem Coatzacoalco die Schiffe jederzeit sicher vor Anker liegen können. Auf den pacificischen Ebenen hingegen hat man es an einigen Punkten für notwendig erachtet, Gärten und Felder durch Einzäunungen zu schützen, so gross ist dort die Kraft des Norther. Aber auf dem erhöhten und exponierten Tafelland um Tarifa und Chileva erreichen diese ihre grösste Heftigkeit. Wir erinnern uns, dass einmal im Januar ein heftiger Norther durch 15 Tage ohne Unterbrechung anhielt. — Im Sommer kommt der vorwiegende Wind von S und bläst selten mit einiger Heftigkeit.

Frost kennt man nicht auf dem Isthmus, und keiner der Berggipfel, den man von irgend einem Punkte sehen kann, trägt Schnee, selbst nicht im Winter. Im Sommer steigt die Temperatur niemals sehr hoch, selten über 32° C.

Die flache Halbinsel Yukatan hat ein trockenes heisses Klima. Für Merida wird die mittlere Jahrestemperatur zu 27,2° C. angegeben, Januar 24,0°, Juni 29,5°. Die Regenzeit umfasst hier nur den Herbst und den Winter. Die ebenen Savannen stehen dann monatelang seeartig unter Wasser.

Das Klima des Mosquitoterritoriums (von 16 bis 11° N. Br.) schildert Bell nach eignen Erfahrungen während eines 16jährigen Aufenthaltes.

Der Januar setzt mit kaltem regnerischen Wetter und strengen N-Winden ein, die zeitweise zu Stürmen anwachsen und von feinen Regen begleitet sind. Der Februar und die erste Märzhälfte verhalten sich ähnlich, doch beginnt der N nun vorherrschend von hellem klarem Wetter begleitet zu sein. Im März und April weht der NE-Passat strenge mit trockenem Wetter. Die Flüsse und Lagunen werden nun salzig und die Meerfische dringen in Schwärmen in sie ein. Das Meer, welches nach den

Regen grünlich gelb gefärbt war, wird nun tief seegrün. Zu dieser Zeit brennen die Indianer die Savannen ab, und wenn der Wind von N kommt, wird das ganze Land durch Rauch verdunkelt, die Sonne erscheint rot und der Brandgeruch verbreitet sich über hunderte von (englischen) Meilen. Die Indianer machen nun reiche Ernten an Eiern von Alligatoren und Schildkröten auf den grossen trocken gelegten Sandbänken.

Im Mai herrscht heisses trockenes Wetter mit leichten E- und NE-Brisen, wechselnd mit Kalmen, die oft tagelang andauern. Gegen Ende dieses Monats beginnen die Anzeichen der Regenzeit sich einzustellen. Jeden Nachmittag türmen sich die von der See herbeigetriebenen Wolken im Westen zu einer dunklen Bank, aus welcher man das ferne Rollen des Donners vernimmt. Bei Nacht werden nun die Landwinde vorherrschend. Um diese Zeit blühen die meisten Pflanzen und Bäume. Der Juni beginnt oft mit schönem Wetter, zeigt sich aber bald in seinem wahren Charakter. Ströme von Regen überschwemmen das Land und furchtbare Gewitterstürme wüten für 6—8 Tage. Dann folgt eine kurze Periode schönen sonnigen Wetters und das Land dampft wie ein Kochtopf; darauf kommen die Regen mit erneuerter Wut, jeder kleine Wasserlauf wird ein wütender Giessbach, in den finsteren tropfenden Wäldern steht das Wasser in Tümpeln brusthoch, die Flüsse tragen auf ihren rotgelben angeschwollenen Fluten grosse Ansammlungen von Bruchholz und Baumstämmen; die Ansiedelungen stehen zum teil unter Wasser und die Indianer schlafen in ihren Kanoes oder in einer Art Pfahlbauten. Im Innern der Wälder ist es jetzt höchst unheimlich, um die Mitte des Tages herrscht finstere Nacht, nur erhellt durch den grellen Schein der Blitze.

Gegen Ende August beginnt sich das Wetter zu klären und es folgt nun im allgemeinen schönes Wetter bis gegen Ende Oktober, allerdings zeitweise unterbrochen durch Windstösse, Regenschauer und Gewitter. Der Oktober bringt stets eine Periode von 10—12 Tagen mit SW-Wind, der vom Land einige hundert (englische) Meilen in die See hinausweht und stets von hellen kühlen Wetter begleitet ist. Auch der August und September haben SW-Winde, aber da der kühle Landwind fehlt, sind die Nächte drückend heiss. Im November herrschen starke NE-Winde mit trübem, regnerischem Wetter, dann und wann kommen starke N-Stürme, begleitet von feinen Regen und kalten Wettern. Der Dezember ist ähnlich, doch sind trockene N-Winde häufiger. Diese wehen sehr hart mit herrlichem Wetter und grosser Kälte. Der Himmel wird tiefblau und die Sterne leuchten mit ungewöhnlichem Glanze. Es regnet in diesen 2 Monaten für kurze Zeit sehr stark mit den ersten N-Winden, die Flüsse schwellen fast so hoch an wie im Juli. Doch sind diese Regen nicht verlässlich und zuweilen hört man im Dezember den letzten Donner bis zu Ende des April oder Anfang Mai.

Das Mosquito-Territorium ist eine der gesundesten Gegenden Centralamerikas.

Das Klima von Mittelamerika und speciell von Costarica hat Dr. Frantzius sehr eingehend beschrieben.

Der NE-Passat ist für den nordöstlichen Teil von Centralamerika während der Monate November bis Februar ein Regenwind. Er verliert seine Feuchtigkeitsmenge an den östlichen Gebirgsabhängen und erscheint auf der SW-Seite als trockener Wind. Besonders in den ersten Monaten seines Wehens, November bis Januar, tritt der Passat auf der NE-Seite als Regenwind auf, im Februar und März regnet es nur selten und im April hören die Regen ganz auf. In der ersten Zeit wird der Regen sogar über das Gebirge hinüber bis auf die SW-Seite getrieben, wo er mehr oder weniger weit in die Thäler hinabreicht, und als feiner Staubregen oder Landregen kürzere oder längere Zeit anhält. Besonders in den Einsenkungen und Einschnitten des Gebirges dringt der Regen auf die SW-Seite vor. Die anhaltendsten Regen im November und Dezember (zur Weihnachtszeit) werden Navidades genannt. Sie dauern oft 2—3 Wochen ununterbrochen an, ohne dass man während dieser Zeit nur für einen Augenblick die Sonne oder ein Stück blauen Himmels zu sehen bekommt.

Zur selben Zeit, wenn der NE-Passat im Oktober und November auf der NE-Seite als Regenwind erscheint, hören auf der SW-Seite die Regen auf; der bisher bewölkte Himmel klärt sich auf und der NE-Passat kündet sich zuerst durch einige heftige Windstösse an, fängt aber bald an mit grosser Heftigkeit zu wehen [1]). Er ist ein erfrischender, kühlender und gesunder Wind, der freilich Unvorsichtigen zu Erkältungen Veranlassung gibt. Auf der SW-Seite fehlen während der Zeit seines Wehens alle elektrischen Entladungen; auch das während der Regenzeit nie fehlende Wetterleuchten hört dann vollständig auf. Die Gebirge erscheinen während der Trockenzeit, Verano genannt, mit einem bläulichen Duft verschleiert, wogegen sie während der Regenzeit bei feuchter Atmosphäre auffallend klar erscheinen.

Der Kalmengürtel (d. h. eigentlich nur eine kurze Periode von windstillem Wetter) rückt zweimal im Jahre über Centralamerika hinweg. Das erste Mal im März, beim Zurückweichen des NE-Passats, folgt er demselben von Süden nach Norden, das zweite Mal im Oktober beim Vordringen desselben nach Süden. Die Rückkehr des NE-Passats erfolgt in Centralamerika in der Weise, dass er gegen Ende des September den nördlichsten Teil Centralamerikas erreicht. In der ersten Hälfte des Oktober tritt er daher gewöhnlich in der Hauptstadt Guatemala (15° N.) auf, in der zweiten Hälfte in Nicaragna (12° N.), anfangs November in Costa Rica und Panama (9—10° N.) und so schreitet er allmählich bis zum 4. Breitegrade vor, wo er nach kurzem Verweilen vom Februar an wieder in

[1]) Nur zu Ende Dezember und Anfang Januar findet eine kurze Unterbrechung statt, der Wind dreht sich über E nach S und SW, und es treten einige Regengüsse zuweilen mit starken Gewittern ein.

derselben Weise sich zurückzieht. Demnach ist seine Dauer im Norden länger, als im Süden, in Guatemala herrscht er von Mitte Oktober bis Ende April, in Costa Rica von Anfang November bis Ende März, in der Gegend von Popayan und Pasto in Südamerika nur von Ende Dezember bis Anfang Februar.

Dem rückweichenden Passat folgt die Regenzeit (Invierno, d. h. eigentlich der Winter) auf dem Fuss. Wenn im März (die Schilderung gilt zunächst für Costa Rica) der NE-Passat seine Kraft verloren hat, tritt völlige Windstille ein; man sieht dann die Sonne durch einen rötlichen Schimmer getrübt, und die Umrisse der fernen Berge sind durch einen bläulichen Duft gleich unserem Höhenrauch getrübt. An den Bergen stellen sich gegen Mittag Haufenwolken ein, die jedoch während der Nacht ohne Regen wieder verschwinden. Nachdem die Windstille 2—3 Wochen gedauert hat, bricht endlich ein heftiger Gewitterregen los, der die Luft abkühlt und erfrischt. Von nun an wiederholen sich diese Gewitterregen täglich mit grosser Regelmässigkeit. Zuweilen ist dieser Uebergang nicht so entschieden, der NE-Passat tritt wieder auf und wechselt mit SE und SW, wobei der erstere trockenes Wetter, die letzteren aber Regen bringen. Die mit dem Eintritt des SW-Monsuns auf der SW-Seite Centralamerikas beginnenden tropischen Gewitterregen sind im Mai und zu Anfang Juni, sowie im August und September am stärksten. Der Beginn der Regenzeit bedeutet für diese Gegenden das Wiedererwachen der schlummernden Vegetation, und kommt daher unserem Frühling gleich.

Während der Zeit der tropischen Gewitterregen, die in Costa Rica und Panama im April, in Nicaragua im Mai und in Guatemala anfangs Juni beginnen, ist der Himmel des Morgens meist wolkenlos, aber bald nachdem sich die Sonne über den Horizont erhoben hat, bilden sich an den Berggipfeln Wolken, die bis Mittag fast den ganzen Himmel bedecken, wobei die Schwüle der Luft immer drückender wird. Nachdem die Sonne den Zenith passiert hat, erhebt sich ein leichter Westwind („Vendaval") und bald darauf stürzen mit grosser Heftigkeit und starken elektrischen Entladungen gewaltige Regengüsse herab.

Zu Anfang der Regenzeit bilden sich die Wolken in grossen Höhen, gegen Ende derselben, im September bis Oktober, dagegen senken sich die Wolken mehr und mehr auf das Plateau herab, so dass sie sich dann kurz vor den Regen in Gestalt von Nebelmassen, die von W heraufrücken, oft unmittelbar auf die 1000 bis 1300 m hohen Thalebenen lagern. In der Mitte der Regenzeit, während des nördlichsten Standes der Sonne gegen Ende Juni, oft auch im Juli und August tritt eine längere Unterbrechung der Regen ein, „Veranillo de San Juan" genannt (die kleine Trockenzeit), ausserdem treten auch noch kürzere Unterbrechungen der Regen unregelmässig auf.

Im Oktober treten die Gewitterregen allmählich zu immer späterer Tageszeit ein, ihre Dauer ist kürzer, endlich regnet es nur des Abends noch ein wenig, worauf die Regen für einige

Tage ganz aufhören. Es tritt Windstille ein und bläulicher Duft verschleiert wieder die Berge wie im März zur ersten Kalmenzeit. Dieser Zustand dauert nur wenige Tage und es tritt dann, wie oben beschrieben, wieder der NE-Passat ein.

Das Ende der Regenzeit, sozusagen den Kampf zwischen dem SW-Monsun und NE-Passat, bezeichnen die sog. Temporales (Landregen), welchen die eben erwähnte kurze Zeit der Windstille vorausgeht. Es sind dies anhaltende Regen, nach deren Aufhören der NE-Passat beginnt. Sie entstehen zuerst auf dem Meere und schreiten von Norden nach Süden in demselben Verhältnis fort, in welchem der NE-Passat vordringt. Sie breiten sich auch landeinwärts aus und dringen je nach ihrer Heftigkeit mehr oder minder weit ins Innere des Landes vor, wobei sich die Regenwolkenschichte hebt. Die Temporales dauern auch an der Küste länger als im Innern. Dort regnet es oft 2—3 Wochen, hier nur ebensoviele Tage. Während des Tag und Nacht ohne Unterbrechung anhaltenden Regens weht ein leichter, gleichmässiger W-Wind, die Temperatur ist milde und äusserst konstant. Wenn dann der NE-Passat durchgedrungen ist, so ist seine Herrschaft noch nicht beständig, meist zieht er sich noch einige Wochen zurück, es erfolgt eine Uebergangszeit, wo Windstillen abwechseln mit SW- und NE-Winden und leichten Regenschauern. Erst im Dezember oder Januar pflegt der NE ohne Unterbrechung zu wehen. Der SW-Monsun tritt im Gegensatz zum NE-Passat nur als ganz schwache westliche Luftströmung, meist bloss vor und während des Regens ein, er ist feucht, macht den Eindruck drückender Schwüle, die aber mit dem Regen schwindet; die Luft ist dabei wunderbar klar und durchsichtig.

So hat die atlantische Seite Mittelamerikas eigentlich drei Regenzeiten und eine wahre Trockenzeit fehlt ganz, während die pacifische Seite eine längere Trockenperiode hat, durchschnittlich von Januar bis April, während welcher die Vegetation zum Teil vertrocknet, gelb wird und manche Bäume und Büsche kahl dastehen. Die Vegetationsform ist hier die der durch Waldstreifen unterbrochenen parkähnlichen Savannen. Auf der atlantischen Seite herrscht dagegen das schimmernde Grün der Pflanzen ohne Wechsel und ohne Ende, fast undurchdringliche Wälder bedecken die Bergabhänge. Die Kultur hat die feuchte waldbedeckte Nordostseite Mittelamerikas nie zu erobern vermocht, sie ist den rohen Indianerstämmen als kaum angefochtene Heimat verblieben; schon zur Zeit der Eroberung lebte die civilisierte, ackerbautreibende Bevölkerung auf der sonnigen SW-Seite. Weiter nach

Süden, wo das Land schmäler und das Gebirge niedriger wird, vermindert sich der Gegensatz der beiden Küsten etwas und die pacifische Seite wird feuchter, aber ein Unterschied bleibt immer. Auf Taboga (bei Panama) fielen 1863 148 cm Regen, zu Aspinwall gleichzeitig 380 cm. Zu Limon wurden 1865/66 250 cm gemessen, zu Rivas in Nicaragua (1850/51) 261 cm. Wie die atlantische Küste viel regenreicher ist, so ist sie auch kühler als die pacifische. Dr. Frantzius stellt folgende Mitteltemperaturen gegenüber:

Aspinwall	9° 22′	25,7°	Lagune Chiriqui	8° 55′	25,0°
Taboga	8 49	26,7	Hazienda Cuchara	8 25	26,0

Die Temperatur von Rivas (50 m) wird zu 25,2°, von Alajuela (680 m) zu 22,0° angegeben, hingegen hat S. Mateo (9° 53′ N.) in 210 m auf der Südwestseite des Aquacategebirges ein Jahresmittel von 27,2°,

Zu Panama[1]) währt die Regenzeit von Mai bis November mit einer kleinen Unterbrechung von einigen Wochen gegen Ende Juni und Anfang Juli (veranillo de San Juan). Die letztere ist zuweilen kaum merklich und fehlt im Norden des Isthmus ganz. Die Regenmenge nimmt von Norden nach Süd hin ab, sie ist in Panama viel kleiner als in Aspinwall und auf der Insel Naos kleiner als in Panama. Diese Zunahme nach Norden ist am meisten hervortretend während der 4—5 Monate der zweiten Regenzeit. Während der ersten Regenperiode im Mai und Juni sind die Südwinde häufiger und fühlbarer als während der zweiten. Die Nordwinde machen sich mehr in dieser letzteren Periode bemerkbar, wenn sie dann auch noch schwach sind. Sie führen mehr Wasserdampf als die Südwinde und bringen mehr Regen für die atlantische als für die pacifische Küste (Lesseps).

Das Eintreten der Regenzeit auf den Llanos von Venezuela hat Humboldt in klassischer Weise beschrieben. Mit Unrecht jedoch hat man die folgende Schilderung als typisch für die Regenzeiten der Tropen überhaupt gelten lassen, wie sich dies schon aus den vorhin angeführten Darstellungen von selbst ergibt.

---

[1]) Die Monatsummen des Regenfalls siehe S. 348.

In einem Lande, wo das Jahr in zwei grosse Hälften zerfällt, in die trockene und in die nasse Jahreszeit, oder wie die Indianer in ihrer ausdrucksvollen Sprache sagen, in die Sonnenzeit und Regenzeit, ist es von grossem Interesse, den Verlauf der meteorologischen Erscheinungen beim Uebergang von der einen Jahreszeit zur anderen zu verfolgen. Bereits seit dem 18. und 19. Februar hatten wir in den Thälern von Aragua mit Einbruch der Nacht Wolken aufziehen sehen. Mit Anfang März wurde die Anhäufung sichtbaren Dunstes und damit die Anzeichen der Luftelektricität von Tag zu Tag stärker. Wir sahen gegen Süd wetterleuchten und das Volta'sche Elektrometer zeigte bei Sonnenuntergang starke positive Elektricität. Von Ende Mai an schien nun aber das elektrische Gleichgewicht völlig zerstört. Stundenlang war die Elektricität Null, wurde dann sehr stark und bald darauf war sie wieder unmerklich. Das Hygrometer zeigte trotzdem fortwährend grosse Trockenheit. Unterdess fingen die kahlen Bäume bereits an, frische Blätter zu treiben, als hätten sie ein Vorgefühl vom nahenden Frühling [1]).

Im Binnenlande, ostwärts von den Kordilleren von Merida und Neu-Granada, in den Llanos von Venezuela und am Rio Meta zwischen dem 4. und 10. Breitegrad, aller Orten, wo es von Mai bis Oktober beständig regnet und demnach die Zeit der grössten Hitze, die im Juli und August eintritt, in die Regenzeit fällt, nehmen die atmosphärischen Erscheinungen folgenden Verlauf.

Unvergleichlich ist die Reinheit der Luft vom Dezember bis in den Februar. Der Himmel ist beständig wolkenlos, und zieht je ein Gewölk auf, so ist dies ein Phänomen, das die ganze Einwohnerschaft beschäftigt. Der Wind bläst stark aus E und ENE. Gegen Ende Februar und zu Anfang März ist das Blau des Himmels nicht mehr so dunkel, der Hygrometer zeigt allmählich stärkere Feuchtigkeit an, die Sterne sind zuweilen von einer feinen Dunstschicht umschleiert, ihr Licht ist nicht mehr planetarisch ruhig, man sieht sie zuweilen noch bei 20° Höhe flimmern.

Um diese Zeit wird der Wind schwächer, unregelmässiger, und es tritt öfter als zuvor völlige Windstille ein. In SSE ziehen Wolken auf. Sie erscheinen wie ferne Gebirge mit sehr scharfen Umrissen. Zu Ende März sieht man auf der südlichen Seite des Horizontes Wetterleuchten. Von nun an dreht sich der Wind von Zeit zu Zeit und auf mehrere Stunden nach W und SW. Es ist dies ein sicheres Zeichen, dass die Regenzeit bevorsteht, die am Orinoco gegen Ende April eintritt[2]). Der Himmel fängt an sich zu beziehen, das Blau verschwindet und macht einem gleichförmigen Grau Platz. Zugleich nimmt die Luftwärme stetig zu

---

1) Diese eigentümliche Erscheinung ist auch von anderen Reisenden in anderen Tropengegenden beobachtet worden.

2) Humboldt bemerkt noch an einigen Stellen, dass wenn der Passat aufhört, nicht immer Windstille eintritt, sondern häufig, besonders längs den Westküsten von Amerika, „Bendavales", d. h. heftige SE- und SW-Winde mit Wolken und Regen.

und nicht lange, so sind nicht mehr Wolken am Himmel, sondern verdichtete Wasserdünste hüllen ihn vollkommen ein. Lange vor Sonnenaufgang erheben die Brüllaffen ihr klägliches Geschrei. In den Ebenen steigt das Gewitter 2 Stunden nach dem Durchgang der Sonne durch den Meridian auf, also kurze Zeit nach dem Eintritt des Wärmemaximums unter den Tropen. Im Binnenlande hört man bei Nacht oder morgens äusserst selten donnern, nächtliche Gewitter kommen nur in gewissen Flussthälern vor, die ein eigentümliches Klima haben.

C. Sachs, der sich in der Trockenzeit (Dez. 1876 bis Februar 1877) zu Calabozo (9° N., 150 m Seehöhe) aufhielt, fand eine Morgentemperatur von 22—25° vor Sonnenaufgang und 34—35° C. zwischen 1^h und 2^h Nachm. Im Februar war das Mittel um diese Zeit 35,9° und die relative Feuchtigkeit 30 %, in einzelnen Fällen nur 16 %. Die tägliche Schwankung des Luftdruckes erreichte den hohen Betrag von 5 mm. Der Ostpassat wehte konstant, er setzte hier mit Sonnenaufgang ein und liess gegen Mittag nach. Gänzliche Trockenheit herrscht durch fünf Monate, Taubildung fehlt während derselben. Im April beginnt die Regenzeit und das zur Wüste ausgedörrte Land bedeckt sich wieder mit einem dichten Pflanzenwuchs. Vor dem Ende der Trockenzeit tritt eine eigentümliche Erscheinung auf, Flächenblitze bei heiterem Himmel selbst im Zenith ohne jede Spur von Donner. Sachs beobachtete sie mehrere Tage hintereinander (10. bis 15. Februar) bis vor dem Aufgang der Sonne. Die Eingeborenen nennen sie „Relámpagos veraneros“ (Blitze der Trockenzeit).

Klima von Guiana. Grösste Gleichmässigkeit einer hohen Temperatur und Feuchtigkeit bei grosser Regenmenge ist bezeichnend für das Klima des Küstenstriches. Die mittlere Dampfspannung ist 21 mm, die Luft fast konstant mit Feuchtigkeit gesättigt. Die trockensten Monate August und September haben zu Cayenne noch eine relative Feuchtigkeit von 86 %. Die ausserordentliche Gefährlichkeit des Klimas von Cayenne[1]) ist aus den meteorologischen Verhältnissen allein nicht zu erklären,

1) 1852 z. B. starben auf St. Georges von 160 französischen Deportierten 120. Auch die Aerzte und Missionäre erlagen grösstenteils dem Fieber.

da das britische und holländische Guiana durchaus nicht so ungesund sind. Schlechte Wahl der Ansiedelungen, namentlich wo vergessen wurde, dem Seewind durch Lichten des Waldes an der Küste freien Zutritt zu verschaffen, mag einen Teil der grossen Sterblichkeit in den französischen Strafkolonien erklären. A. Kappler, der 43 Jahre im holländischen Guiana zugebracht hat, schildert das Klima folgenderweise:

Der Wind kommt beständig aus Osten, in den ersten Monaten des Jahres hat er eine mehr nördliche, in den grossen Regenzeiten eine mehr südliche Richtung [1]). In der Trockenzeit herrscht meist Windstille bis gegen Nachmittag, wo die Seebrise sich erhebt, die Hitze schnell mässigt und bis 9 Uhr oder 11 Uhr abends anhält. Westliche Winde sind äusserst selten und halten nie länger als einige Stunden an. Orkane, die auf den Antillen so häufig sind, kommen in Surinam nicht vor.

Man unterscheidet vier Jahreszeiten, die grosse und kleine Regenzeit und die grosse und kleine Trockenzeit. Die kleine Regenzeit fängt gewöhnlich Mitte November an; schwere Regengüsse, die manchmal einen Tag und eine Nacht anhalten, folgen rasch auf einander, Kreeken und Flüsse schwellen an, und die Vegetation erhält ein frisches Aussehen. In dieser Jahreszeit wehen starke Winde und die See ist mehr als gewöhnlich bewegt.

Gegen Mitte oder Ende Februar haben die Regen nachgelassen, viele Früchte reifen, und so ist diese Zeit, welche bis Mitte April anhält, und die man die kleine Trockenzeit nennt, hierdurch und wegen der frischen Winde die angenehmste des Jahres.

Auf sie folgt die grosse Regenzeit, welche von der Mitte des April bis zu Anfang des August dauert.

Schwere Regengüsse, wie man sie in Europa nicht kennt, fallen oft mehreremale täglich; leichtere Landregen halten auch wohl, aber selten, tagelang an; alles niedere Land wird unter Wasser gesetzt, die Flüsse des oberen Landes treten aus und viele Savannen gleichen Seen, über die man mit grösseren Ruderbooten fahren kann, Flussfische ziehen in die überschwemmten Waldungen ein und leben von Früchten und saftigen Beeren. Im Innern des Landes, wo die Ufer steil und bergig sind, kann der Unterschied zwischen dem höchsten Wasser der Regenzeit und dem tiefsten der Trockenzeit 10—13 m betragen. Gegen die Mitte des Juli nehmen die Regenschauer ab und fallen nur noch zu gewissen Tages- und Nachtstunden.

Schwere Gewitter verkünden das Eintreten der Trockenzeit, die Flüsse ziehen sich in ihr Bett zurück, ihr rascher Lauf ver-

---

[1]) Nach den Windbeobachtungen zu Cayenne geht der sonst herrschende NE von Mai bis November in E über, es kommen dann auch SE-Winde vor, die sonst fehlen.

mindert sich und unterliegt wieder unterhalb den ersten Wasserfällen, die 15—20 Stunden in direkter Linie von der See entfernt sind, der Einwirkung der Meeresflut; die Sümpfe trocknen aus und bei gewissen Winden erzeugen die daraus sich entwickeln. den Ausdünstungen Fieber und andere Krankheiten, die nie im ganzen Lande, sondern nur stellenweise herrschen; August und September sind daher für den eben angekommenen Fremdling nicht überall ohne Gefahr.

Das Innere von Guiana hat bloss eine Regenzeit. „Das Centralfeld oder die grosse Savanne von Britisch-Guiana (3—4° N., 58—60° W.) hat nur eine Regenzeit, die mit Ende April beginnt und im Juli oder August endet. Der Regenfall beträgt 200—230 cm. In der trockenen Zeit fällt sehr starker Tau.“ (Appun.)

R. Schomburgh brachte nahezu vier Monate im Innern von Britisch-Guiana in Pirara am Amucusee (3° 39′ N., 59° 21′ W. L. v. Gr.) zu, auf der Südseite des Pacarimagebirges.

Die Vorboten der Regenzeit, fortwährendes Wetterleuchten am Horizont begannen im Mai. Der bisher vorherrschende Ostwind schlug in einen fast ununterbrochenen W und NW um, der dunkle Wolken vor sich hertrieb. Häufige, heftige Regenschauer leiteten die Regenzeit ein, sie gingen bereits Anfang Juni „in die schrecklichsten, wahrhaft grauenerregenden Gewitterstürme über. Die Gewitter begannen gewöhnlich am Nachmittag, wiederholten sich gegen Mitternacht und verkündeten den Anbruch des Tages; diese letzteren waren immer die grauenhaftesten, bei denen sich unter fürchterlichen Donnerschlägen fast unglaubliche Regenmassen niederschlugen. Die Regenmenge betrug, da ein solches Wetter oft Stunden lang anhält, meist 8—10 cm; nie haben wir jedoch einen der flammenden Blitze zünden sehen.

In stärkerem oder schwächerem Grade wiederholte sich dieses schauerliche Schauspiel von Anfang Juni an fast täglich; Sonne wie Mond bekam man selten zu Gesicht. — Die Regenzeit ist aber der Tropenfrühling, alles bedeckte sich mit neuem Grün. Bis Mitte August währte dieses Wetter, dann wurden die Regen seltener, und setzten oft 4—5 Tage aus. Noch wehte aber bei Tag der Wind aus W und NW und vertrieb die Morgennebel, die jetzt häufig waren. Mit Ende August wurde der Himmel wieder beständig wolkenlos und der Wind wehte konstant aus E und NE. Die Regenmenge von Ende Mai bis Ende August betrug 183 cm. An der Küste, wo allerdings zwei Regenzeiten herrschen, betrug sie während dieser Zeit zwischen 200 und 254 cm.

Wir fügen zum Schluss noch die Beobachtungsresultate R. Schomburghs bei:

	Ende Mai	Juni	Juli	August
Luftdruck Mittel .	745,1	747,5	752,3	752,3
Temp. „ .	27,2	27,3	27,1	27,9
Temp. Maximum .	32,8	32,2	30,3	31,1
Temp. Minimum .	23,1	23,1	23,8	24,4
Monatsschwankung	9,7	9,1	6,5	6,7

Den täglichen Witterungsverlauf nahe dem Aequator zu Para (1° 28′ S. Br.) schildert Bates in folgender eindrucksvoller Weise:

„Am frühen Morgen war der Himmel fast immer von Wolken rein, das Thermometer zeigte 22—23° C. Der schwere Tau oder Regen der vorhergehenden Nacht, der auf den Blättern lag, wurde schnell von der glühenden Sonne zerstreut, die gerade vor uns im Osten aufging und schnell zum Zenith emporstieg. Die junge Natur war frisch, neue Blätter und Blütenknospen hatten sich rasch entfaltet. An manchen Morgen erschien ein ganzer Baum in Blüte, wo abends vorher nichts als eine einförmige Masse des grünen Waldes zu sehen war — eine Blütenkuppel plötzlich wie durch Zauber hervorgebracht. Die Vögel waren alle munter, von den wilden Fruchtbäumen hörten wir das durchdringende Geschrei des Toucan, Schwärme von Papageien flogen in grosser Höhe vorüber. — Gegen 2^h nimmt die Hitze rasch zu (33—34° C.) und es verstummen alle Vögel und Säugetiere, nur auf den Bäumen hört man hie und da das schrille Zirpen einer Cikade. Das Laub wird schlaff und welk, die Blumen verlieren ihre Blätter. Im Juni und Juli kommt gewöhnlich um diese Zeit ein tüchtiger Platzregen, der eine höchst willkommene Kühlung bringt. Die Annäherung der Regenwolken findet immer auf folgende Weise statt. Der angenehme Seewind, der sich gegen 10^h morgens erhebt und je höher die Sonne steigt, mit der Hitze zunimmt, legt sich allmählich und hört zuletzt ganz auf. Die Hitze und elektrische Spannung der Atmosphäre wird dann beinahe unerträglich. Im Osten steigen weisse Wolken auf, die sich zu Massen sammeln, und in ihren unteren Teilen immer dunkler werden. Fast mit einemmale wird der ganze östliche Himmel schwarz, der Himmel bedeckt sich immer mehr, die Sonne verhüllt sich. Dann hört man das Rauschen eines starken Windes im Walde, der die Wipfel der Bäume schüttelt, helle Blitze zucken, der Donner rollt, und der Regen stürzt in Strömen herab. Diese Gewitter gehen schnell vorüber und lassen bläulichgraue Wolken am Himmel zurück, die bis zum Abend regungslos am Himmel stehen [1]). Die ganze Natur ist erfrischt, das Leben regt sich gegen Abend wieder und lautes

[1]) Diese Schilderung passt auch für unsere lokalen Sommergewitter, namentlich für die nachmittägigen Gebirgsgewitter: die hohe Cirrostratusdecke bleibt noch einige Stunden nach dem Gewitter bewegungslos am Himmel und löst sich nachts auf.

Getümmel erschallt von neuem aus Sträuchern und Bäumen. Am nächsten Morgen steigt die Sonne am wolkenleeren Himmel auf, und so vollendet sich der Kreislauf, Frühling, Sommer, Herbst, sozusagen an einem tropischen Tage. Mehr oder minder gleicht jahraus jahrein in diesen Gegenden ein Tag dem andern. Ein kleiner Unterschied findet zwischen der trockenen und nassen Jahreszeit statt; in der Regel aber wird die trockene Zeit, von Juli bis Dezember, durch Regenschauer unterbrochen, die nasse, von Januar bis Juni, durch sonnige Tage (dies gilt speciell für Para). — Die Pflanzen blühen und verlieren ihre Blätter, die Vögel mausern und paaren sich oder brüten hier nicht gleichzeitig. Die Wälder der Aequatorialgegenden behalten das ganze Jahr hindurch fast unverändert dasselbe Aussehen, da beständig die eine oder andere Species Knospen, Blüten, Früchte trägt oder die Blätter verliert. Ebenso geht die Munterkeit der Vögel und Insekten ohne Unterbrechung fort, da jede Species ihre bestimmte Zeit hat. Es gibt weder Frühling, noch Sommer, noch Herbst, sondern jeder Tag ist eine Vereinigung von allen dreien. Bei der beständigen Tag- und Nachtgleiche neutralisieren sich die atmosphärischen Störungen eines Tages, noch ehe der nächste Morgen anbricht; die Sonne vollendet ihren Lauf mitten durch den Himmel, die Tagestemperatur wechselt das ganze Jahr hindurch höchstens um 1 oder 1½ Grade. — Wie grossartig in seinem vollkommenen Gleichgewicht und seiner Einfachheit ist der Gang der Natur unter dem Aequator!"

Ueber das Klima des grossen Amazonenthales entlehnen wir demselben Werke von **Bates** (der Naturforscher am Amazonenstrom) auszugsweise die nachstehenden Angaben.

In Santarem (54½° W, 4½° westlich von der Mündung) ist das Klima prächtig: 6 Monate, August bis Februar, regnet es nur selten, der Himmel ist wochenlang unbewölkt. Der Ostpassat weht zuweilen so heftig, dass es schwer ist gegen ihn zu gehen. Die Umgebung gehört der Camporegion an. Im November und Dezember lösen sich die Regenwolken über den Campos oft auf, während sie sich über den mit Wald bedeckten Inseln entladen.

Ein und zwei Längegrade stromaufwärts zu Obydos und Villa nova weht der Ostwind das ganze Jahr fast täglich bis auf einige Wochen im November. Die Trockenzeit währt von Juli bis Januar; im November treten kurze Regenschauer ein. Der Fluss sinkt 10—12 m unter den Hochwasserstand. Je trockener das Wetter, desto stärker der Ostwind. Die Jahreszeiten schwanken nach den Jahrgängen. Im Januar 1855 folgte nach heftigen Regengüssen am 3. d. M. ein zweiter Sommer. Der Ostwind begann von neuem, erst schwach, dann immer stärker, wie die Trockenheit zunahm. Mit dieser stellte sich ein dichter Nebel ein, der in Niederamazonien eintritt, wenn die Trockenzeit lange anhält. Bei Nacht verschwand er anfangs. Er wurde aber von Tag zu Tag immer

stärker, bis Anfang Februar ein dicker nasser Schleier die ganze Landschaft Tag und Nacht verhüllte. Der Wind steigerte sich durch 3 Tage zum Sturme, dann legte er sich. Im Osten zeigten sich schwarze Wolken, der Nebel hob sich wie ein Vorhang und mit einem alles überflutenden Regen begann die nasse Jahreszeit.

Am oberen Amazonenstrom (Solimoens) ist die Atmosphäre stagnierend, der Ostwind weht nur bis an die Mündung des Rio Negro (59½° W). Mehr als 14 Tage trockenes Wetter ist eine Seltenheit. Das Klima ist sehr feucht aber gesund.

In Ega (3,7° S, 64,8° W) wird das Jahr nach dem Steigen und Fallen des Flusses eingeteilt, mit dem die nassen und die trockenen Perioden zusammenfallen. Alle wichtigen Angelegenheiten im Leben der Einwohner werden nach diesen jährlich wiederkehrenden Naturerscheinungen geordnet. Der Fluss fällt und steigt in dieser oberen Region jährlich zweimal. Die grosse Steigung beginnt Ende Februar und dauert bis Juni. Es ist dies die erste Regenzeit, heftige Regengüsse wechseln wieder mit sonnigem Wetter, in der Regel jedoch ist der Himmel bedeckt, düster und zuweilen fällt ein Staubregen. Die Ueberschwemmung erstreckt sich meilenweit in die Wälder, die Schildkröten wandern in die Binnengewässer und Lachen, die Sumpfvögel in die nördlichen Nebengewässer oder zum Orinoko, der dann die Trockenzeit hat. Etwa in der ersten Juniwoche hat die Flut ihren Höhepunkt erreicht, das Wasser steht 14 m über dem niedrigsten Stand. Alles sieht nun mit Ungeduld dem Rückgang des Wassers entgegen, denn die Vorräte, die man für die Teuerung der nassen Jahreszeit angelegt hatte, sind nun beinahe aufgezehrt.

Die schöne Jahreszeit beginnt mit einigen Tagen glänzend hellen Wetters. Alles rüstet sich für den langersehnten Verão oder Sommer, und für die „Wanderung“ der Fische und Schildkröten, d. i. deren Rückkehr aus den unzugänglichen Lachen in den Wäldern zurück in den Hauptstrom. Mitte Juli erscheinen allmählich die Sandbänke wieder über der Oberfläche des Wassers. Das Wasser sinkt nun bis gegen Mitte Oktober. Je tiefer der Wasserstand ist, desto reicher ist die Ernte der Eingebornen an Fischen, Schildkröten und deren Eiern. Die Eingebornen beten daher immer um eine „Vasante grande“ d. i. eine grosse Ebbe.

Von Mitte Oktober bis Anfang Januar ist die zweite nasse Jahreszeit; die zweite trockene Zeit kommt im Januar und hält den ganzen Februar hindurch an. Der Fluss sinkt zuweilen nur wenige Fuss, zuweilen jedoch sogar unter den niedrigsten Stand im September.

Auf diese Weise ist das Jahr in Ega in 4 Jahreszeiten geteilt. Neben diesem Wechsel trockener und nasser Perioden ist noch eine kalte Periode zu bemerken, die im Mai eintritt. Die Kälte wird durch einen anhaltenden Südwind verursacht. Die Temperatur steht so niedrig, dass im Tefféfluss die Fische sterben. Der Wind ist nicht stark, aber bringt trübes Wetter und hält 5—6 Tage an. Die Eingebornen leiden sehr an Kälte, hüllen

sich in ihre wärmsten Kleidungsstücke und halten sich zu Hause bei einem Feuer von Holzkohlen. Die Zeit, während welcher der kalte Südwind herrscht, wird „Tempo da Friagem" genannt.

Zu Iquitos am Oberlaufe des Amazonenstroms (350 geograph. Meilen Distanz von der Mündung) hat Galt meteorologische Beobachtungen angestellt. Das Jahresmittel der Temperatur wäre hiernach 24,8° (Nov. 25,8°, Juli 23,4°), der absoluten Feuchtigkeit 21 mm, der relativen 83 %. Die Regensumme des Jahres erreicht 284 cm. Juli und August sind die trockensten Monate. Der Bericht über das Klima lautet:

Die Regenzeit beginnt zu Anfang oder um die Mitte des November und endet im Juni, die stärksten Regen fallen gewöhnlich im Februar und März. Der vorherrschende Wind um diese Zeit ist der NW, alle Winde sind dann mehr variabel als in der Trockenzeit. Der Marañon steigt um 9 m, alle 4—6 Jahre wird ein ungewöhnliches Hochwasser erwartet. Die trockene Jahreszeit währt von Mitte Juni bis November. Der Wind ist nun regelmässiger, es herrscht der SE, der auch die grösste Depression der Temperatur herbeiführt. Er ist begleitet von heftigen Gewitterstürmen, welche auf 5—6 trockene heisse Tage sich einstellen. Die letzte Hälfte des Juni ist bezeichnet durch eine ungewöhnliche Kälte durch SE-Winde gebracht, bekannt als „inviernito de San Juan", weil sie meist um den 24. Juni eintritt [1]). Im Jahre 1871 kam die Kälte aber erst im Juli. Obgleich die Temperatur nur 5° C. unter das Mittel sank, wurde diese Depression doch als empfindliche Kälte gefühlt. Der Luftdruck steigt bei SE-Wind, während die Temperatur sinkt; umgekehrt bringen die warmen NW-Winde in der Regenzeit das Barometer zum Fallen. Vorüberziehende Gewitterstürme haben nur einen geringen und sehr variablen Einfluss auf den Luftdruck. Während der Trockenzeit vom Juli bis Oktober ist die Schönheit des gestirnten Himmels und die Klarheit des Firmamentes eine vollendete und die Temperatur am frühen Morgen und in der Nacht sehr angenehm. Nebel ziehen gewöhnlich von Juli bis September nach 10^h abends von Süd herauf, zerstreuen sich aber nach 8 und 9^h morgens.

Ueber das Klima des Innern von Brasilien südlich vom Amazonas bis an die Grenze der Tropen haben wir nur wenig Beobachtungen. Liais gibt nach Beobachtungen von Dr. Lund für Lagoa Santa (19° 40′ S. in 835 m) eine Jahrestemperatur von 20,5° an. Auf den

---

[1]) Der Eintritt dieser Kälteperiode schwankt wohl stark nach den Jahren. Vergl. Ega.

Plateaus von Minas Geraes im Innern sinkt die Temperatur während des Winters zuweilen bis zum Gefrierpunkt. Zwischen Ouro Preto und Barbacena in einer Seehöhe von 900—1100 m gab es im Juni 1870 Frost durch fünf bis sechs Tage von 3—4° unter Null, in den Thälern noch 1—2° tiefer. Zu Barbacena beobachtete man —6°. Zuckerrohr war erfroren, die Bäche hatten Eis, die Fische starben, die Bäume waren gänzlich versengt. Sonst gibt es hier nur in klaren Nächten Reif, der bei Sonnenaufgang schmilzt.

Tschudi gibt an, dass es in Ouro Preto am 19. Juni 1843 in dichten Flocken geschneit hat, obgleich diese Stadt nur in 1100 m Seehöhe unter 20° Br. liegt Zur Eisbildung kommt es öfter. Die Regenzeit ist (in Minas Geraes überhaupt) von November bis April, wo bei fast täglichen Gewittern, die aber keine bestimmte Tageszeit einhalten, in kurzer Zeit unglaubliche Regenmassen herabstürzen. Der Winter von Mai bis Oktober ist im allgemeinen trocken, doch kommen zuweilen Strich- und Platzregen vor, trübe Tage sind häufig. Hagelschlag gehört nicht allein auf den Campos, sondern auch in den Niederungen nicht zu den Seltenheiten.

Zu Curitiba (25° 25′ S. Br., 900 m) war 1871 und 1872 die niedrigste Temperatur im Juli —4,4°, die höchste Temperatur im Dezember und Januar 37,8° und 36,7°, die mittlere ist circa 17° (Sommer 19°, Winter 14°). Im Winter fällt zuweilen Schnee, der auch den Boden bedeckt. Nordische Cerealien, Kartoffel, europäisches Obst gedeihen auf diesem Hochland vortrefflich. Die Regenzeit im Innern von Südbrasilien wird von Oktober bis April angegeben.

In den Thälern der grossen Flüsse im Innern findet man morgens konstant Nebelbildung. Diese Nebel tränken die Pflanzen in der trockenen Zeit und gestatten für die Flussufer eine abweichende und üppige Vegetation. Gewitter und Hagel kommen zu Barbacena und Rio de Janeiro von W aus dem Innern des Landes. In Rio de Janeiro und in Minas Geraes sind sie ausserordentlich häufig und heftig.

Klima der Anden und der Westküste. Die Orte, von denen regelmässige meteorologische Aufzeichnungen vorliegen, sind in den Tabellen angeführt. Man sieht dort, dass zu Bogota in 2660 m Seehöhe die wärmsten Monate die normale Temperatur der Mitte des Mai in Wien haben, die kältesten aber auch nur die Temperatur der ersten Tage des Mai, wobei zu beachten, dass hier diese Temperaturen von Jahr zu Jahr fast völlig konstant eintreten. Die Extreme der Temperatur bewegen sich zwischen 23,5° und 6,4°.

Humboldt nennt das Klima von Bogota einen ewigen Frühling. Der Volksmund drückt sich etwas präciser aus, indem er sagt, Bogota habe 10 Monate im Jahr Regen und 2 Monate Platzregen. Der ewige Frühling ist nämlich ein ewiger Aprilmonat, und zwar ohne jede Heizvorrichtung in den Häusern. Wenn zwischen zwei Güssen die Sonne mit erneuter Glut auf die Strassen herniederbrennt, erscheinen die Häuser mit ihren stets feuchten Wänden aus ungebrannten Luftziegeln (adobes) doppelt eisig und dumpfig. Die Sommermonate über treten an die Stelle der eigentlichen Güsse die „paramitos“, nasskalte Bergnebel, welche unerwartet die Stadt in ihr graues Kleid einhüllen, um ebenso schnell wieder zu verschwinden. (M. v. Thielmann.)

Aehnlich, nur noch kälter und unserem deutschen Aprilwetter ähnlicher ist das Klima von Quito[1]).

Das Klima der Hochebene von Peru zwischen 3500 und 4500 m, der sogen. „Punaregion“, schildert uns J. J. v. Tschudi nach eigenen Beobachtungen.

Wellenförmig gebogen, von grossen, vielen Meilen langen Flächen und kleinen Querketten der Kordilleren mit steilen Abhängen nach NW unterbrochen, breitet sich diese Region zwischen der Küsten- und Binnenkordillere aus. Zahlreiche kleine Seen,

---

[1]) Whymper ist gleichfalls kein Bewunderer der gerühmten Beständigkeit des Klimas der Hochebene der Anden. Er sagt: I do not myself profess entire admiration for it, for the incomparable — some persons say, the abominable laziness of the Ecudorians has an intimate connection with the much-admired equality of climate, which renders it almost certain that to-morrow will be like to-day. They therefore put off doing everything until to-morrow, and when to-morrow arrives, until the next day, and so on. Die Temperaturen, welche Whymper auf den Gipfeln der Anden von Quito angetroffen hat, sind: Chimborazo 6253 m 4. Januar —6,1°, 3. Juli —9,4 bis —6,7°, Cotopaxi 5958 m (W. übernachtete auf dem Gipfel) 18. Februar —10,6 bis —6,1°, Cayambe 5850 m 4. April 0 bis 5° C. Am Antisana 5870 m wurde eine merkwürdig hohe und wechselnde Temperatur beobachtet; 10. März innerhalb 2 Stunden im Schatten bei Windstille hielt sich das Thermometer zwischen 6,7 und 15,6°. Die höchsten Temperaturen in Ecuador beobachtete W. in der Baranca von Quallabamba mit 24,2°.

krystallhelle Bäche und ausgedehnte Sümpfe wechseln mit spärlich bewachsenen Flächen ab. Kalte W- und SW-Winde wehen das ganze Jahr mit gleichmässiger Stärke, besonders aber während der Monate September bis Mai. Furchtbare Gewitter entladen sich um diese Zeit beinahe täglich auf diesen Höhen; ihre Heftigkeit übersteigt jede Vorstellung, die man sich davon machen kann, wenn man nicht selbst Augenzeuge von diesen schauerlichen Naturschauspielen gewesen ist. Während 4 Monaten beginnen sie zwischen 2 und 3 Uhr nachmittags mit einer merkwürdigen Pünktlichkeit und dauern bis 5 oder halb 6 Uhr abends. Während eines mehrjährigen Aufenthaltes auf diesen Höhen habe ich nie einen Gewittersturm nach 6 Uhr abends beobachtet, während dieselben in der Waldregion hauptsächlich nur des Nachts eintreten. Nach dem Gewitter folgt gewöhnlich ein Schneegestöber, welches bis gegen Morgen andauert. Vor Sonnenaufgang jagen nur noch eiskalte Nebel von den Gebirgskämmen nach den Ebenen hinüber und verschwinden beim Erscheinen der Sonne, die auch in wenigen Stunden den Schnee verschwinden macht.

Im Winter, von Mai bis Oktober, ist der Himmel heiter, selten entladen sich Gewitter; der Wind bläst zuweilen heftiger als während der Regenzeit (invierno), die Nächte sind sehr kalt. Eine mittlere Temperatur für diese Region anzugeben ist sehr schwer. Nach vielfältigen Beobachtungen glaube ich annähernd sagen zu dürfen: Während der Regenzeit nachts 1,5°, mittags 9° C.; während der Trockenzeit nachts — 6°, mittags 12° C.

Die Waldregion der östlichen Abdachung der Binnenkordillere im mittleren und südlichen Peru umfasst die Höhenstufe von 2600—700 m. Der obere Teil derselben hat bei Nacht dichten Nebel, der bis zu 2000 m herabreicht. Die Regenzeit beginnt auch hier im Oktober und dauert bis März oder April. Während der trockenen Zeit sind Gewitter, nicht aber anhaltende Regen ziemlich häufig. Die Feuchtigkeit ist das ganze Jahr hindurch sehr gross.

Klima der peruanischen Küstenregion. Von dem Fluss von Loa bis zu dem von Tumbez [1]) erstreckt sich ein Sandstreifen von 540 Stunden Länge und 6—20 Stunden Breite, der von den Gebirgsflüssen vielfach durchbrochen wird, deren Ufer als Oasen, wenigstens einen Teil des Jahres anbaufähig, die traurige Wüste von feinem schmutzig-weissen Treibsand unterbrechen. Der vorherrschende S-Wind treibt wandernde Sandhügel, Medanos, vor sich her. In der kalten, feuchten Jahreszeit ruhen dieselben, denn das eingesogene Wasser verkittet die Sandkörner. Im November beginnt der Sommer, dann reflektieren die Sandmassen die brennendsten Sonnenstrahlen während 5 Monaten und alles Leben erstirbt. Mit Beginn des Monats Mai verändert sich die Scene; ein dünner Nebelschleier breitet sich über das Meer und die eigentliche Küstenregion aus; in den folgenden Monaten wird er immer

1) Es waren dies die Grenzen von Peru zwischen 21½ bis 3½° S.; der wüste Küstenstrich erstreckt sich bis gegen 30° S. Br. hinab.

dichter und fängt erst im Oktober an, wieder sich zu lichten. Zu Anfang und zu Ende des Winters hebt sich der Nebel gewöhnlich zwischen 9 und 10 Uhr vormittags etwas und senkt sich nachmittags um 3 Uhr wieder. Im August und September ist er am dichtesten und bleibt wochenlang unbeweglich auf der Erde liegen. Er löst sich nie in eigentlichen Regen auf, sondern nur in einen äusserst feinen, durchdringenden Niederschlag, der von den Eingebornen „Garua" genannt wird.

Die Nebel überschreiten im Durchschnitt die Höhe von 450 m nicht, ihre mittlere Höhengrenze ist circa 300 m. Es ist eine interessante Erscheinung, dass in dem höher gelegenen Teil der Küstenregion die Nebel nur sehr selten vorkommen, dass aber ihre Stelle die heftigsten Platzregen einnehmen, und dass die Grenze zwischen Regen und Nebel eine so überaus scharf gezogene ist.

Mit dem Eintritt der Nebel nimmt der grösste Teil der Sandwüsten, vorzüglich aber die Hügelreihen, Lomas, einen ganz andern Charakter an. Auf ihnen wechselt ein üppiges Grün mit den glänzenden Farben bunter Liliaceen. Wie durch Zauberschlag entsteht in wenigen Tagen ein blühender Garten, wo kurz vorher das traurigste Abbild der Zerstörung und des Todes war.

Noch Copiapó, 27° 22′ S. Br., 395 m, ist morgens bis gegen 10^h in dichte Nebel gehüllt, dieselben reichen bis Pabellon, circa 275 m höher liegend, wo der Himmel ewig rein und klar bleibt. Nur in dem fernsten Westen kann man Wolken sehen. Regen fällt in Copiapó nur ein- bis zweimal im Jahr, gewöhnlich nur in wenigen Tropfen bestehend. Die Temperatur nimmt von der Küste an landeinwärts zu, trotzdem auch die Seehöhe beträchtlich zunimmt. Pabellon in 670 m hat ein Jahresmittel von 17,3° (Sommer 21,7°, Winter 13,6°), die Extreme sind 37,5° und 7,5°; Potrero grande (27° 53′ S. Br.) noch weiter landeinwärts in 850 m scheint ein Jahresmittel von 19° C. (Winter 14,6°, Sommer 23,8°) zu haben. Das Fehlen der Nebel, die grosse Trockenheit der Luft, die Erhitzung des nackten Bodens erklären die grosse Erwärmung in schon so beträchtlichen Seehöhen.

Zuweilen, allerdings nur in Perioden von vielen Jahren, fallen auch in dem Wüstenstrich von Peru und Nordchile heftige Regengüsse, und Wildwasser und Giessbäche stürzen sich ins Meer. Dann liegen wieder viele Jahre hindurch die Quebradas völlig trocken ohne Wasser und könnten verleiten, an eine Aenderung des Klimas zu denken.

Ein neuerer Reisender Ball bemerkt, dass die grösste Trockenheit etwas südlich vom Wendekreis beginnt; hier fällt Regen nur in Intervallen von fünf bis sieben Jahren. Es gibt vielleicht keine Erdstelle, wo sich die Abwesenheit des Regens so deutlich konstatieren lässt, als an dem Küstenstrich von Tocopilla. Es ist eine wahre „Mondscenerie". Man bemerkt nicht die geringsten Anzeichen, dass das Land oberhalb der Hochwassermarke je von Wasser benetzt worden wäre, jede Spur einer Vegetation fehlt. Alle Ecken der Felsen sind scharf, nirgends ein Zeichen der Verwitterung, nirgends eine Spur, dass jemals Wasser hier geflossen.

F. Allgemeine Charakteristik des Tropenklimas.

Die tropische Zone, wenn wir sie durch die Wendekreise abgrenzen, hat in Bezug auf alle wichtigen klimatischen Elemente einen sehr einheitlichen Charakter, wie er in keiner andern Zone auch nur annähernd wieder zu finden ist. Dies wird um so bemerkenswerter, wenn man die ungeheure Ausdehnung dieser Zone in Betracht zieht, welche 40% der ganzen Erdoberfläche umfasst. Die grösste Regelmässigkeit in der Wiederkehr der periodischen Witterungserscheinungen, die überhaupt bei atmosphärischen Vorgängen vorkommt, ist der Grundzug des Klimas der Tropen; die sog. unperiodischen Erscheinungen, welche in keiner unmittelbar ersichtlichen Abhängigkeit von dem täglichen und jährlichen Laufe der Sonne stehen, spielen im Tropenklima nur eine untergeordnete Rolle, wenigstens im grossen Ganzen.

Die Aenderungen der mittleren Temperatur im Laufe des Jahres sind so geringfügig, dass man die Jahreszeiten hier nicht nach den Wärmeverhältnissen, sondern nach dem periodischen Wechsel der Regen- und Trockenzeiten und nach den vorherrschenden Winden abgrenzt. Nach den nassen und trockenen Perioden und nicht nach der Temperatur richten sich die Lebensverhältnisse der Bewohner, soweit sie vom Klima abhängen, gleicherweise

auch die periodischen Erscheinungen des Tier- und Pflanzenlebens. Da die Temperatur so unveränderlich und das Wärmeausmass so reichlich ist, so ist es nur der mehr oder weniger reichliche oder rechtzeitig eintretende Regenfall, um welchen man sich zu kümmern braucht. Die Regenmenge unterliegt allerdings in einigen Teilen der Tropen, namentlich gegen die Grenzen derselben hin, von einem Jahr zum andern beträchtlichen Schwankungen, so dass die Ernten dadurch zuweilen unsicher werden.

Die Unbeständigkeit der Witterung, welche für die Klimate der höheren Breiten so charakteristisch ist, kennt man zwischen den Wendekreisen nicht — das „Wetter“ ist hier zugleich das Klima, d. h. der mittlere normale Verlauf der Witterungserscheinungen. Es hängt dies zusammen mit der Gleichmässigkeit der Temperatur- und Luftdruckverteilung über einen so ungeheuren Teil der Erdoberfläche und dem daraus resultierenden einheitlichen System der Luftströmungen. Da in diesen niedrigen Breiten die ablenkende Kraft der Erdrotation auf die Luftbewegung noch gering und die Wärmeverteilung so gleichmässig ist, so kommt es nur selten und fast nur an gewissen Oertlichkeiten zur Entwickelung grosser Luftwirbel (Wirbelstürme, Cyklonen), von deren fast fortwährender Bildung und langdauernder und unregelmässiger Fortbewegung der wechselvolle Charakter der aussertropischen Klimate abhängt.

Die Gleichmässigkeit in der Verteilung der mittleren Jahrestemperatur, die geringen Unterschiede zwischen dem höchsten und tiefsten Monatmittel, ja selbst zwischen den höchsten und tiefsten momentanen Thermometerständen im Laufe des Jahres haben wir bereits in der vorausgegangenen speciellen klimatischen Schilderung der einzelnen Tropenländer nachgewiesen. Die Karte der Jahres-Isothermen zeigt, dass in den Tropen die mittlere Jahreswärme im allgemeinen zwischen 20° und 28° C. sich hält, dass die Isothermen weit voneinander abstehen, also ein geringer „Temperatur-Gradient“ besteht, von dem wieder die Luftdruck-Gradienten und die Stärke der Luftströmungen abhängen.

Der Wärmeunterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat hält sich in der Nähe des Aequators zwischen 1° und 5° C. und überschreitet dieses Mass auch nicht im Innern der Kontinente (Lado 5° N. 4,8°, Iquitos 3,7° S. 2,4°). Aber selbst gegen die Wendekreise hin und in den extremsten Klimaten, die innerhalb der Tropen vorkommen, überschreitet die jährliche Schwankung kaum 13° (Kalkutta 10,3°, Canton 15,3°, Veracruz 6,5°, Habana 5,8, St. Louis (Senegal) 9,0°, Rio Janeiro 6,5°, Kuka 12,1°, Chartum 12,9°). Die jährliche Wärmeschwankung ist daher an den meisten Orten kleiner als die tägliche, für welche man vielleicht als Grenzen annehmen darf 5° und 13° (z. B. Batavia Jahresmittel 5,9°, August 7,2°; Chinchono Jahr 6,4°, Juli 7,3°, Kuka in der Trockenzeit 11,4°; Ladó [Differenz 2^h—7^h] Jahr 7,7°, Trockenzeit 11,1°, Bakel 12,4°).

Selbst die Unterschiede zwischen der höchsten und tiefsten Temperatur des Jahres gehen im Aequatorialgebiet nicht viel über die Grenzen der täglichen Wärmeschwankung hinaus, wie folgende Beispiele zeigen:

	Max.	Min.	Diff.		Max.	Min.	Diff.
Batavia	32,7	20,6	12,1	Pernambuco	31,7	18,3	13,4
Zanzibar	31,7	21,7	10,0	S. Thomé	34,0	17,9	16,1
Georgetown	32,2	21,1	11,1	Colombo	32,8	20,6	12,2

An der Grenze des Tropengebietes werden allerdings die absoluten Schwankungen der Temperatur schon recht erheblich, die Minima nähern sich dem Nullpunkte (oder überschreiten ihn selbst, wie im südlichen China), während die Maxima ebenso hoch oder höher sind als unter dem Aequator.

Die durchschnittlichen Temperaturmaxima im Aequatorialgebiet sind niedriger selbst als jene im mittleren Europa, aber bei dem grossen absoluten wie relativen Feuchtigkeitsgehalt der Luft werden sie viel drückender empfunden als höhere Temperaturen in unserem Klima, welche stets von grösserer relativer Trockenheit begleitet sind.

Obgleich die Jahresminima der Temperatur an vielen Orten in den Tropen nicht unter 20° und an den meisten

nicht unter 15° hinabgehen, friert man doch in diesen Gegenden kaum weniger als in viel kälteren Klimaten.

Humboldt sagt darüber: „Noch waren wir nicht 2 Monate in der heissen Zone und bereits waren unsere Organe so empfindlich für den kleinsten Temperaturwechsel, dass wir vor Frost nicht schlafen konnten. Zu unserer Verwunderung sahen wir, dass der hundertteilige Thermometer auf 21,8° stand. — Im Jahre 1803 sahen wir bei unserem Aufenthalte in Guayaquil die Eingebornen sich über Kälte beklagen und sich zudecken, wenn der Thermometer auf 23,8° fiel, während sie bei 30,5° die Hitze erstickend fanden. Es brauchte nicht mehr als 7—8°, um die entgegengesetzten Empfindungen von Frost und Hitze zu erzeugen, weil an diesen Küsten der Südsee die gewöhnliche Lufttemperatur 28° beträgt. In Cumana hört man bei starken Regengüssen in den Strassen schreien: Welche Eiskälte; ich friere wie auf dem Rücken der Berge! und doch fällt der dem Regen ausgesetzte Thermometer nur auf 21,5°. Aus allen diesen Beobachtungen geht hervor, dass man zwischen den Wendekreisen auf Ebenen, wo die Lufttemperatur bei Tag fast beständig über 27° ist, bei Nacht das Bedürfnis fühlt, sich zuzudecken, so oft bei feuchter Luft der Thermometer um 4—5½° fällt."

In Frankreich, sagt Dr. Borius in seiner Schilderung des Klimas von Senegambien, setzt man sich nach einem drückend heissen Nachmittage (die Temperatur steigt so hoch oder höher als an der Küste von Senegambien) mit Wohlbehagen und ungestraft der Abendkühle aus, während man sich am Senegal nach Sonnenuntergang nicht der freien Luft aussetzen darf und eine geringe Abkühlung schon das Gefühl empfindlicher Kälte erzeugt.

In Gombé (11° N., 400 m Meerhöhe) und weiter südlich fand Rohlfs in den Hütten der Pulloneger eigentümliche Nachtlager, Bänke aus Thon, die innen hohl sind und nachts durch Kohlen und Feuer gewärmt werden. Der fröstelnde Neger breitet seine Matten darüber und schützt sich so in den Wintermonaten gegen Kälte. Gombé liegt nur 50 m höher, dafür aber 2° südlicher als Kuba, wo der kälteste Monat noch eine Mitteltemperatur von 22° hat, d. i. 2° wärmer als der normale Juli in Wien, wo man um diese Zeit nachts vor Hitze kaum schlafen kann.

Die gleiche Temperaturschwankung hat demnach eine sehr verschiedene physiologische Wirkung, je nach der Gewöhnung des Körpers an eine höhere oder niedrigere Mitteltemperatur. Hohe mittlere Wärme, verbunden mit grosser Feuchtigkeit, macht schon geringe Temperaturschwankungen sehr empfindlich. In trockenen Klimaten dagegen verträgt der Organismus grosse Wärmeschwankungen ohne schädliche Wirkung.

Dass die **Intensität des Himmelslichtes**, sowie die Intensität der **Sonnenstrahlung** in den Tropen während heiteren Wetters sehr gross ist, und vielfach jene in den aussertropischen Gegenden übertrifft, dafür haben wir viele Zeugnisse, aber leider keine Messungen, welche eine wirkliche Vergleichung gestatten würden. Nur über die chemische Intensität des Lichtes liegen einige Messungen aus Para vor (s. S. 75). Diese grosse Lichtfülle des Tages ist ein wesentlicher klimatischer Faktor der Tropenzone.

Auf der Station Chinchoxo an der Loangoküste nahe dem Aequator wurde die Temperatur der besonnten Bodenoberfläche regelmässig gemessen. Dieselbe überstieg in sehr zahlreichen Fällen 75°, erreichte oft 80° und einmal 84,6°. Auf den Erdboden gelegte Eier koagulieren, der Sonnenstrahlung ausgesetzt, in kurzer Zeit, und es ist deshalb kein Wunder, dass die barfussgehenden Eingebornen es vermeiden, auf besonnten nackten Stellen des Bodens stehen zu bleiben.

Eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit des Klimas vieler tropischer Gegenden besteht in einer physiologischen Wirkung der direkten Sonnenstrahlung unabhängig von der Sonnenhöhe.

Man darf sich mit unbedecktem Kopf ohne Lebensgefahr nicht der Sonne aussetzen, denn Sonnenstich ist fast stets die Folge. Der davon Betroffene verspürt heftigen Kopfschmerz, welchem Erbrechen folgt, dann fällt er atemlos zu Boden, wird schwarz im Gesicht und stirbt, wenn er nicht rasche Hilfe erhält.

In unseren Breiten behelligt uns die Mittagssonne im Juni nur selten durch Erhitzen der Haut (Sonnenhöhe im mittleren Deutschland 65°); in den Tropen dagegen wird fast zu jeder Stunde des Tages, bei einer Sonnenhöhe von 40—50°, die Haut eines Europäers, wenn sie nur wenige Minuten der Sonnenstrahlung ausgesetzt ist, rot, schmerzhaft, oft mit Brandblasen bedeckt und schält sich darnach ab. Fast jeder Reisende in Tropengegenden leidet unter den Folgen unvorsichtiger Entblössung des Halses, der Gliedmassen etc. bei Sonnenschein, der dort eine ebenso unerwartete wie für den ersten Augenblick unerklärliche, von gar keiner aussergewöhnlichen Zunahme der Luftwärme begleitete Kraft besitzt.“ (Wallace.)

Diese Wirkung scheint übrigens noch von Nebenumständen abzuhängen, die nicht näher erforscht zu sein scheinen. Auf den westindischen Inseln setzen sich die Leute, obgleich man dort dem Aequator näher ist als in Nord-Indien, der Sonne vergleichsweise ungestraft aus. Ein Pflanzer von Barbados, der sich in Madras angesiedelt hatte, bestand darauf, im Sonnenschein auszureiten, wie er es in „Klein-England“ [1]) gewohnt gewesen. Er lachte wohlmeinende Ratgeber aus und verlor sein Leben infolge eines Sonnenstiches. Auf dem Wasser, auf Schiffen, scheint die tropische Sonne weniger gefährlich zu wirken als auf dem Lande, so dass es den Anschein hat, als würde die Strahlung des erhitzten Erdbodens dabei eine Rolle spielen [2]).

Auch in Senegambien darf man sich nach Borius während der Regenzeit der direkten Insolation auch nur kurze Zeit nicht ohne Gefahr aussetzen, obgleich die Trübung des Himmels dann grösser ist als sonst. Hingegen ist an der Loangoküste der „Sonnenstich“ fast unbekannt, selbst Europäer gehen mit unbedecktem Haupt durch die Höfe ihrer Faktoreien.

Die Ursache der grossen Gleichmässigkeit der Temperatur im Tropengebiete liegt natürlich in erster Linie in der geringen jährlichen Variation der Sonnenstrahlung und der geringen Aenderung der Tageslänge im Laufe des Jahres, denn selbst am Wendekreis währt der kürzeste Tag noch 10½ Stunden und die niedrigste mittägliche Sonnenhöhe ist 43°, dieselbe wie im mittleren Deutschland zur Zeit der Aequinoktien. Ein wesentlicher Faktor bei der Ausschliessung erheblicher Temperatur-Depressionen ist die ungeheure Ausdehnung des gleichmässig und hoch erwärmten Gebietes, denn jener Teil der Erdoberfläche, der zwischen den Jahres-Isothermen von 20° liegt, umfasst ziemlich genau die ganze Hälfte derselben [3]).

---

1) So nennen die Einwohner von Barbados gerne ihre Insel.

2) Ausland 1863, nach Chambers Journal.

3) Die Mitteltemperatur von 20° fällt auf der nördlichen Hemisphäre auf 32° N. Br., auf der südlichen auf 29° (nach Dove), und die Parallelkreise von 30° schliessen fast genau eine Hälfte der Erdoberfläche ein.

Kein kalter Luftstrom aus höheren Breiten kann deshalb bis zu den Wendekreisen vordringen, ohne sich zu erwärmen, da er zudem infolge der Erdrotation die Parallelkreise nur schräg durchschneiden kann [1]. Der hohe Wasserdampfgehalt der Luft verhindert einen starken nächtlichen Wärmeverlust, denn schon eine geringe Abkühlung bewirkt eine Kondensation desselben in Form von Tau und Wolkenbildung, wodurch eine weitere Erkaltung wirksam gehemmt wird [2]. Der ganze feste Erdboden hat schon in der Tiefe von wenigen Fuss konstant die hohe mittlere Luftwärme von 22—27° C. und stellt deshalb ein mächtiges Wärmereservoir dar; noch mehr gilt dies von den Oceanen, deren mittlere Temperatur an der Oberfläche 22—28° C. beträgt. Die Oceane nehmen aber innerhalb der Wendekreise ³/₄ des Erdumfanges ein, das feste Land nur ¹/₄, die ganze Tropenzone hat deshalb im allgemeinen ein oceanisches Klima. Dove hat folgende Verhältniszahlen für die Ausdehnung des Wassers und des Landes nach den Parallelkreisen ermittelt.

Breite	Prozente Wasser	Prozente Land	Breite	Prozente Wasser	Prozente Land
23¹/₂° N.	63	37	23¹/₂° S.	77	23
20 „	68	32	20 „	77	23
15 „	74	26	15 „	78	22
10 „	76	24	10 „	79	21
5 „	76	24	5 „	77	23

Aequator 79% Wasser, 21% Land.

Im Mittel findet sich also zwischen den Wendekreisen 75,3% Wasser und nur 24,7% Land. Die grösste absolute Erstreckung der Oceane fällt gerade auf den Aequator mit 4280 geogr. Meilen gegenüber 1120 Meilen Land. Daraus ergibt sich, dass die Wasserbedeckung auf das Klima der Tropen den grössten Einfluss nehmen muss.

---

[1] Nur an der Ostseite Asiens und in Mexiko und Mittelamerika dringen kalte „Polarströmungen" in das tropische Gebiet ein.

[2] Schon auf S. 167 haben wir auf den grossen Wärmeinhalt feuchter Luft gegenüber trockener hingewiesen; bei je höherer Temperatur die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, desto mehr wirksam tritt sie einer Abkühlung entgegen.

Die von Dove abgeleiteten mittleren Temperaturen der Parallelkreise mögen, soweit sie das Tropengebiet betreffen, sich hier anschliessen.

	30° N.	20°	10°	Aequator	10°	20°	30° S.
Jahr.	21,0	25,3	26,6	26,5	25,0	23,5	19,2

Die höchste Temperatur fällt ungefähr auf 6° N. Br.; es ist dies begründet in der Verteilung des Festlandes und den früher hervorgehobenen Verhältnissen der Meeresströmungen, welche grosse Massen kühlen Wassers in die niedrigen Breiten der südlichen Hemisphäre und selbst bis gegen den Aequator mit grossen Durchmessern hinaufführen.

Der gleichmässigen Wärmeverteilung entspricht auch die gleichmässige Verteilung des Luftdruckes und die geringe unregelmässige Schwankung desselben. Die Cyklonen der höheren Breiten und deren grosse Luftdruckdifferenzen fehlen ganz oder sind auf einzelne Striche und auf gewisse Jahreszeiten beschränkt und auch dann selten. Die Isobarenkarten zeigen uns, dass zwischen den Wendekreisen im Meeresniveau der mittlere Luftdruck sich zwischen 760 und 757 mm hält, dabei bleiben die Gradienten das ganze Jahr hindurch überall geringfügig. Die jahreszeitlichen Schwankungen des Barometers sind, entgegen dem Verhalten unter höheren Breiten, selbst auf den äquatorialen Kontinenten gering.

Es beträgt z. B. der Unterschied der extremen Monatmittel zu Ladó (Min. Februar, Max. August) 3,6 mm, zu Kuka zwischen Januar und Juli circa 2 mm, selbst zu Chartum (15° 36′ N.) nur 2,7 mm, zu Manaos am Amazonenstrom (3° 8′ S. Br.) 3,8 mm. Es bilden sich demnach innerhalb der Wendekreise über den Kontinenten keine Barometerminima analog jenen in mittleren Breiten, und die nach einer solchen Analogie gezeichneten Isobarenkarten sind deshalb nicht richtig [1]).

In den äquatornahen Gegenden genügen jedoch viel kleinere Gradienten zur Hervorbringung kräftiger und konstanter Luftströmungen, als in höheren Breiten, wie

[1]) Die Beobachtungen selbst fehlen ja, oder lassen sich nicht auf das Meeresniveau reduzieren.

Toynbee dies zuerst aus den Beobachtungen nachgewiesen hat, später haben Mohn und Guldberg die mechanische Erklärung dafür geliefert, die kurz gesagt in der geringen Grösse der ablenkenden Kraft der Erdrotation besteht.

Da die unregelmässigen Veränderungen des Barometers in den Tropen fast ganz fehlen, wenn man die seltenen Fälle von Wirbelstürmen ausnimmt, so vollzieht sich die regelmässige tägliche Oscillation des Luftdruckes (zwei Maxima, 10^h vormittags und abends, und zwei Minima, 4^h morgens und nachmittags, mittlere Differenz bei Tag zwischen 10 und $4^h = 2{,}5$ bis 3,5 mm) mit einer Pünktlichkeit, die von jeher die Verwunderung der Reisenden erregt hat.

Humboldt sagt, dass man in der Tropenzone Amerikas, wenigstens bei Tag, aus der Höhe der Quecksilbersäule die Zeit bis auf 15—17 Minuten bestimmen könnte, und Sykes bemerkt, dass unter den vielen Tausenden von Beobachtungen, die er selbst auf dem Plateau von Deccan (1825—30) angestellt hatte, nicht ein einziger Fall sich befinde, in dem das Barometer zwischen $9-10^h$ morgens nicht höher gestanden sei als um Sonnenaufgang, und zwischen $4-5^h$ nicht niedriger als um $9-10^h$ abends, was immer der Zustand des Wetters war. Noch in Kalkutta sind die Fälle äusserst selten (Cyklonen ausgenommen), wo der Luftdruck nachm. höher gefunden wird als vorm. um 10^h. Dieser regelmässige Gang des Barometers wird durch die heftigsten Gewitterstürme und Regengüsse nicht gestört. Das Barometer verliert innerhalb der Tropen vollständig die Eigenschaft eines „Wetterglases“ oder Anzeigers von Regenwetter, als welches es ausserhalb derselben populär ist. Um so zuverlässiger sind allerdings deshalb die Warnungen desselben bei herannahenden Wirbelstürmen.

Diesem Verhalten des Barometers oder besser gesagt der Luftdruckvertheilung entspricht auch die Beständigkeit und der sanfte Charakter der Luftströmungen.

Die Tropenzone ist das Gebiet vorherrschender östlicher Luftströmungen, specieller nordöstlicher

Winde auf der nördlichen und südöstlicher Winde auf der südlichen Hemisphäre. Die Polargrenze dieser ihres beständigen Charakters wegen ausgezeichneter Winde, der sog. Passate (trade winds der Engländer, alizés der Franzosen) fällt ziemlich nahe zusammen mit der Jahresisotherme von 20° oder mit dem 30. Breitegrade. Das Gebiet der Passate umfasst also, wie schon bemerkt, die Hälfte der Erdoberfläche, und es ist unstreitig das einheitlichste und durch seinen Einfluss auf die konstanten Bewegungen der Meeresoberfläche wichtigste Windgebiet der Erdoberfläche. Die räumlichen Verhältnisse der Passatgebiete, sowie der sie in einigen Teilen der Tropen ersetzenden Monsune, der mit den extremen Jahreszeiten wechselnden Winde, haben wir schon im vorausgehenden erörtert. Hier erübrigt noch, die Entstehung dieser konstanten Luftströmungen kurz zu erläutern.

Im allgemeinen kann man sagen, dass die Passate jenem Erdgürtel zuströmen, in welchem die mittlere Temperatur der ganzen atmosphärischen Hülle am höchsten ist. Dieser Gürtel fällt natürlich in die Gegend des Aequators, liegt aber nicht genau am Aequator selbst, sondern bleibt einige Grade nördlich von demselben, wie ja auch die mittlere Temperatur der Erdoberfläche unter dem Aequator selbst etwas niedriger ist, als einige Grade (circa 6°) nördlich von demselben. Man darf jedoch nicht direkt von dem Verlauf der Isothermen an der Erdoberfläche auf die mittlere Temperatur der Atmosphäre selbst schliessen. Die Wärmeabnahme mit der Höhe ist sicherlich langsamer über den Oceanen als über den stark erwärmten trockenen Kontinentalflächen; die mittlere Temperatur der ganzen Luftmasse kann deshalb über den äquatorialen Oceanen höher sein, als über den an der Erdoberfläche allerdings stärker erhitzten Kontinenten, über denen in manchen Gegenden das Maximum der Wärme, wenigstens einige Monate hindurch, weit nördlich vom Aequator liegt.

Eine einfache Rechnung lehrt, dass das specifische Gewicht einer gesättigt feuchten Luftmasse von 27,5°, wie sie über manchen Tropenmeeren existiert, gleich ist dem

einer trockenen Luftmasse, deren Temperatur 31,6° beträgt. Es kann also innerhalb dieser Temperaturgrenzen, selbst ohne Rücksicht auf die Temperatur in den höheren Schichten, die trockene wärmere Luft gegen die kühlere feuchte hinfliessen, welche ihres geringeren specifischen Gewichtes wegen emporsteigt.

Auch ist zu berücksichtigen, dass die Erdatmosphäre fast die Hälfte der ganzen Sonnenstrahlung direkt absorbiert und dass sich daher deren Erwärmung in den höheren Schichten zunächst nicht nach der Verteilung von Wasser und Land an der Erdoberfläche, sondern nach den Parallelkreisen richtet und somit das Maximum derselben auf den Aequator fällt.

Dass die Passate jenen Gebieten zuströmen, wo die mittlere Temperatur der Lufthülle am höchsten ist, ergibt sich aus folgendem. Die Erdatmosphäre sei in einem gewissen (beiläufig äquatorialen) Gürtel am stärksten erwärmt, und die mittlere Temperatur der atmosphärischen Schichten nehme von da nach Norden und Süden bis gegen die Pole hin ab. Diese Ungleichheit der Erwärmung und die Art ihrer Verteilung hat zur Folge, dass die Flächen gleichen Luftdrucks über dem am stärksten erwärmten (äquatorialen) Gürtel am höchsten liegen und gegen die Pole hin geneigt sind [1]). Die Luftmassen erhalten dadurch von einer gewissen Höhe an ebenso ein Gefälle gegen die Pole hin, wie Wasser, das von einem geneigten Terrain abfliesst.

Der erste Effekt der ungleichen Wärmeverteilung wird deshalb sein, dass die Luft von dem Gürtel, wo die mittlere Temperatur der Atmosphäre am grössten ist, in der Höhe beiderseits nach den höheren Breiten hin abfliesst. Dies veranlasst in zweiter Linie an der Erdoberfläche ein Sinken des Luftdrucks in dem am stärksten erwärmten Aequatorialgürtel und ein Steigen desselben in den höheren Breiten. Dadurch erhält die Luft an der Erdoberfläche ein Gefälle von den

---

[1]) Man sehe z. B. die Verteilung des Luftdruckes in dem Niveau von 4000 m für die Temperatur von 0—25° auf S. 138. Man bemerkt, dass der Druck in dem Gebiet von 25° am höchsten ist und gegen 0° hin um 23 mm abnimmt.

höheren Breiten gegen den Aequator hin [1]). Hieraus resultiert nun folgender Kreislauf: Ueber dem Aequator fliesst, als primäre Wirkung der Wärmeverteilung in der Erdatmosphäre, die Luft in den höheren Schichten gegen die Pole hin ab, und dies bewirkt in zweiter Linie einen unteren rückkehrenden Luftstrom. Diese Strömung wird durch die Erdrotation auf der nördlichen Hemisphäre nach rechts, auf der südlichen nach links von ihrer Richtung abgelenkt und bildet so die beständigen NE- und SE-Winde, d. i. die Passate.

Wäre die Erde ein Cylinder und die kälteste Region statt ein Punkt ein Parallelkreis von gleichem Umfang wie der Aequator, so würde dieser Kreislauf sich über die ganze Erdoberfläche erstrecken, seine Enden wären der wärmste und der kälteste Parallelkreis. Da aber die Luft von dem breiteren Aequatorialgürtel gegen die an Umfang beständig abnehmenden höhern Parallelkreise hinfliesst, so häuft sich dieselbe schon in der Gegend des 30. Breitegrades derart an, dass der Kreislauf, in den unteren Schichten wenigstens, schon hier abschliesst. Es entsteht (durch den oberen Zufluss vom Aequator her) eine Zone höchsten Druckes an der Erdoberfläche in dieser Breite, von welcher aus die Passate, die unteren Zuflüsse gegen die Zone niedrigen Druckes am Aequator, ihren Ursprung nehmen.

In der Mitte zwischen den Passatgebieten der beiden Hemisphären befindet sich ein an Breite wechselnder, im allgemeinen schmaler Gürtel, in welchem Windstillen und veränderliche Winde vorherrschen, der sog. Kalmengürtel oder das „Doldrum“ der Seeleute. Der äquatoriale Kalmengürtel entspricht der Zone niedrigsten Luftdruckes in der Nähe des Aequators.

---

[1]) Supan hat für den Januar mit Zugrundelegung der an der Erdoberfläche herrschenden mittleren Temperatur- und Barometerstände und der aus Glaishers Beobachtungen sich ergebenden Wärmeabnahme mit der Höhe folgende Druckverteilung in den verschiedenen Schichten über dem Atlantischen Ocean berechnet:

Höhe	Aequator	30°	60°	80°
0 m	758	766	744	755
2000 „	600	601	576	572
4000 „	469	467	441	427
6000 „	365	360	334	316

Die Passate wehen am regelmässigsten und kräftigsten über den Oceanen, hier ist auch der barische Gradient am grössten, indem über den Oceanen zwischen 30 und 40° Breite inselförmige ovale Gebiete konstant hohen Luftdruckes sich vorfinden, von denen die Passate ausgehen. Ueber den Landflächen weht der Passat weniger regelmässig und schwächer, wie dies bei allen Winden über dem Lande der Fall ist, wegen der Unebenheiten und der dadurch vergrösserten Reibung und wegen der ungleichen Erwärmung des Landes. Namentlich wird der Passat in jener Hemisphäre vielfach gestört, welche eben Sommer hat, hier erzeugen die stärker erwärmten Landflächen Windstillen und Monsunwinde, welche die Kontinuität der Passatgürtel unterbrechen.

Dass in grossen Höhen über den Passaten eine rückkehrende, nach höheren Breiten ziehende Luftströmung vorhanden ist, welche eine westliche Richtung hat, dafür haben wir einige direkte Nachweise. Die hohen Wolken (Cirrocumulus) in der Passatregion ziehen aus westlicher Richtung — auf den Gipfeln hoher Berge nahe der Polargrenze der Passate (auf dem Pik von Teneriffa, den hohen Vulkanen der Sandwich-Inseln) herrscht oberhalb des Passats ein beständiger Westwind —, bei den Ausbrüchen von Vulkanen in der Tropenregion ist schon öfter die zu grossen Höhen emporgeschleuderte vulkanische Asche ostwärts niedergefallen, so z. B. fiel 1835 bei dem Ausbruch des Coseguina in Centralamerika die Asche 4 Tage später bei Kingston auf Jamaika nieder, 1815 beim Ausbruch des Tomboro auf Sumbava erreichte die Asche das 1900 km östlicher liegende Amboina.

Die Mächtigkeit der Passatströmung ist aber doch eine sehr bedeutende. Wir haben früher erwähnt, dass an der ganzen Westküste Südafrikas trotz der unten herrschenden SW-Winde die höheren Wolken stets aus E mit dem Passat ziehen, sowie auch die Gewitter stets von der Landseite von E heranziehen. Auf dem Camerun-Gebirge weht der NE-Passat in einer Höhe von 4000 m noch heftig. Die Rauchwolken der hohen Vulkane

Javas folgen der Passatströmung, desgleichen die Rauchsäule des Cotopaxi.

Ueber den Oceanen folgt der Kalmengürtel nur in geringem Masse den Deklinationsänderungen der Sonne. Im allgemeinen Mittel kann man folgende innere und äussere Passatgrenzen annehmen:

	März		September	
	Atlant. Ocean	Pacific	Atlant. Ocean	Pacific
NE-Passat	26°—3° N.	25°—5° N.	35°—11° N.	30°—10° N.
Windstillen	3° N.—Aeq.	5°—3° N.	11°— 3° N.	10°— 7° N.
SE-Passat	Aeq.—25° S.	3° N.—28° S.	3° N.—25° S.	7° N.—20° S.

Die Unterbrechung des SE-Passates im Sommer in der Gegend der Freundschafts-Inseln haben wir bereits auf S. 335 erwähnt.

Aus der Lage der Zwischenzone zwischen den Passaten geht hervor, dass das ganze Jahr hindurch auch über den Oceanen der thermische Aequator nicht allein für die Erdoberfläche, sondern für die ganze Atmosphäre nördlich vom mathematischen Aequator liegt.

Ueber die Monsungebiete und die ihnen zu Grunde liegende jahreszeitliche Aenderung der Luftdruckverteilung wurde schon in der speciellen Klimatographie der Tropenzone alles Wesentliche mitgeteilt.

Da die Monsune im allgemeinen im Gegensatz zu den Passaten, von niedrigeren in höhere Breite hinaufwehen, infolge der Erwärmung der Landflächen daselbst im Sommer der betreffenden Hemisphäre, so treten sie in der Form von Westwinden auf, als SW auf der nördlichen und NW auf der südlichen Hemisphäre. Dies ist die Richtung der grossen Sommermonsune. In der Nähe der Ostküsten und an diesen selbst nimmt jedoch der Sommermonsun, da das Aspirationscentrum (das ihn erzeugende Luftdruckminimum) zur linken Seite (im Westen) liegt, die Richtung S und SE auf der nördlichen Hemisphäre und N und NE auf der südlichen Hemisphäre an (z. B. an der Ostküste Australiens).

Neben den Passaten spielen im Klima der Tropenzone die täglich wechselnden Land- und Seewinde der Küstenregionen eine grosse Rolle. An manchen ausge-

dehnten Küstenstrichen kennt man nur diese täglichen Brisen, indem der Passat aus irgend einem Grunde unterdrückt ist oder mit der Richtung des Seewindes oder des Landwindes zusammenfällt und nicht immer konstant genug weht, um den täglichen Luftwechsel zwischen Land und See zu unterdrücken. Während der Seewind, der die frische reine Luft des Meeres an die Küste bringt, in sanitärer Beziehung äusserst wohlthätig wirkt[1]) und manche tropischen Küsten allein durch ihn für den Europäer bewohnbar werden, wirkt der Landwind erschlaffend und fiebererzeugend, namentlich dort, wo hinter dem Küstensaum brackische Lagunen und Sümpfe liegen; desgleichen nach der Regenzeit, wenn das überschwemmt gewesene Land aufzutrocknen beginnt. Wir haben schon darauf hingewiesen, dass es an solchen Küsten die erste Sorge sein muss, die Ansiedelungen dem Seewind möglichst frei zugänglich zu machen, dagegen den Landwinden den Zutritt zu hemmen. An der Elfenbeinküste bringt der Landwind, wenn er längere Zeit anhält, nach Dr. Borius geradezu Fieberepidemieen.

Nach Pechuël-Lösche war dasselbe der Fall an der Loangoküste. Er schildert uns die Eigenschaften der Luft über einer vegetationsreichen tropischen Niederung in folgender eindrucksvollen Weise.

Mit den schweren Gewitterregengüssen treten (an der Loangoküste) gewöhnlich sehr unangenehme, mehr oder weniger belästigende Gerüche auf, die sich mit dem Regendampf, mit dem Dunst und der beängstigenden Schwüle bis zum Unerträglichen steigern können. Die namentlich gegen üble Naturgerüche keineswegs unempfindlichen Bafiote nennen jene „Gestank der Savanne“ und treffen damit ziemlich das Richtige, denn am schlimmsten macht sich die mit Fäulnisprodukten geschwängerte Luft geltend, welche durch das schnell einsickernde Regenwasser aus der Erde verdrängt wird, und jene, welche den in Gras und Waldbeständen modernden Stoffen entstammt.

Zu diesen gesellen sich noch die Miasmen, welche den vom Regen aufgerührten Lagunen, den grasigen Sümpfen und den Schlammbetten der Rizophorendickungen entsteigen. Von diesen hatte Chinchoxo bei SE-Wettern vielfach zu leiden, die Krankenliste war in dieser Beziehung sehr lehrreich. Besonders im März

[1]) In manchen Gegenden wird er geradezu der „Doktor“ genannt.

und April 1875, wo viele SE-Gewitter (also von der Landseite) auftraten, nahmen die Zustände geradezu etwas Unheimliches an. Im April namentlich, als auch noch die heilsame Seebrise vielfach ausblieb oder sehr unregelmässig und schwach einsetzte, kam es wie das Verderben über die Station und ihre Umgebung, und Erkrankungen wie Todesfälle mehrten sich erschreckend.

Der kräftige Geruch frisch gebrochener Ackererde, der würzige Duft, welchen die vom Regen erfrischten Fluren und Forsten in gemässigten Breiten aushauchen, hat mich noch in keinem Tropengebiet, überhaupt noch in keiner Wildnis wieder angemutet. Wo immer man diese betritt, da herrscht — mit Ausnahme der sehr trockenen Distrikte einiger Erdteile — ein mehr oder weniger hervortretender Hauch der Verwesung, der die schnelle Vergänglichkeit der Ueberfülle an Lebensformen verkündet; selbst die betäubenden Wohlgerüche blütenreicher Gewächse, welche die Luft erfüllen, können ihn nicht verdecken. An der Loangoküste wird dieser Moderduft am wenigsten bemerklich in der wohlgelüfteten sonnigen Savanne mit ihren wogenden Grasbeständen, am meisten dagegen im feuchten Dunst grossartiger Galleriewälder, in den Papyrussümpfen und in den Rizophorendickichten der Lagunen.

Im allgemeinen ist gute Ventilation ein klimatischer Faktor, der bei der Wahl einer Ansiedelung in heissen und wärmeren Klimaten überhaupt stets berücksichtigt werden soll; Stagnation der Luft in rings eingeschlossenen Thälern ist der Grund der Ungesundheit mancher Gegend in wärmeren Zonen und die grössere Feuchtigkeit und gelegentliche Nebelbildung an solchen Oertlichkeiten ist nicht die einzige Ursache des in sanitärer Beziehung ungünstigen Klimas solcher Oertlichkeiten[1].

Regenzeiten. Mit dem zeitweiligen oder gänzlichen Aufhören des sonst konstant wehenden Passates oder mit dem Eintreten des Sommermonsuns hängt das im Tropenklima wichtigste Ereignis, der Eintritt der Regenzeit zusammen. Wie die vorausgegangenen Detailschilderungen der Regenzeiten in den einzelnen Tropengebieten schon ergeben haben, folgt der Eintritt derselben im allgemeinen dem Eintritt des höchsten Sonnenstandes. Die Tropenregen sind „Sommerregen"; sie fallen aber darum doch nicht überall in der heissesten Jahreszeit, weil mit dem Eintritt der starken Bewölkung und der heftigen Regen meist die Temperatur zu sinken beginnt

[1]) Siehe specieller darüber: Pauly, Climats et endemies. Paris 1874.

infolge der Abnahme der Insolation und der Verdunstung aus dem durchfeuchteten Erdboden. In manchen Tropenländern wird deshalb die Regenzeit geradezu als der „Winter" bezeichnet, als Zeit schlechten Wetters und mangelnden Sonnenscheins. Die eben ausgesprochene Regel der tropischen Regenzeiten unterliegt aber, wie die vorausgegangenen Beschreibungen schon dargethan haben, vielen Ausnahmen und im einzelnen betrachtet, ist die Mannigfaltigkeit der Regenverhältnisse unter den Tropen kaum geringer, als in den höheren Breiten.

Wenn wir nun den Ursachen der tropischen Regenzeiten, wenigstens der normalen Fälle, näher treten wollen, müssen wir vorerst die Hauptbedingungen des Eintretens stärkerer Regen überhaupt wohl ins Auge fassen.

Eine reichliche Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes erfordert eine relativ erhebliche Abkühlung der feuchten Luft in grösserem Umfange. Wie nun die Rechnung lehrt, kann eine solche Abkühlung nur infolge einer aufsteigenden Bewegung von feuchten Luftmassen eintreten. — Die Mischung wärmerer und kälterer Luftmassen, welche man früher als die Hauptursache der Entstehung des Regens ansah, kann nur örtlich beschränkte und spärliche Niederschläge erzeugen, weil infolge der grossen Wärmemenge, welche bei der Kondensation des Wasserdampfes frei wird, die Mischungstemperatur selbst in den extremsten in der Natur vorkommenden Fällen nur wenig unter die Temperatur des Taupunktes der Mischung hinabsinken kann[1]). In den Tropen und besonders in der Nähe des Aequators, wo die Niederschläge gerade am stärksten sind, ist übrigens an eine Mischung von Luftmassen von erheblicher Wärmedifferenz als Ursache der Regen ohnehin nicht zu denken; es gibt dort keine Luftströmungen von erheblichem Temperaturunterschied. Es bleibt also nur die aufsteigende Bewegung der Luft als Ursache der teilweisen Kondensation des

---

1) Siehe Zeitschr. f. Meteorol., Bd. IX, p. 295, wo ich dies specieller nachgewiesen habe, und die dadurch angeregten Rechnungen von Pernter in Bd. XVII, p. 421.

Wasserdampfgehaltes derselben. — Bei diesem Vorgange wird die latente Wärme des Wasserdampfes in Arbeit umgesetzt und daher beständig in reichlichem Masse der aufsteigenden Luft entzogen. Wo wir also stärkere und umfangreichere Kondensationen des Wasserdampfes in der Atmosphäre eintreten sehen, müssen wir eine aufsteigende Bewegung der Luftmassen über der Area des Regenfalls annehmen. Eine sehr langsam aufsteigende Bewegung der Luft genügt, um die stärksten tropischen Regengüsse zu erklären[1]).

Eine über einem ausgedehnten Gebiete stattfindende, wenn auch langsame und nur sporadisch eintretende aufsteigende Bewegung der Luft ist nicht denkbar, ohne die Existenz seitlicher Zuflüsse, welche unten die aufsteigende und oben abfliessende Luft wieder ersetzen. Mit anderen Worten, das Regengebiet wird ein Gebiet relativ (zu seiner weiteren Umgebung) niedrigen Luftdruckes und einer cyklonalen Bewegung der Luft an der Erdoberfläche sein müssen. Dieses Verhältnis stellt sich nun in mehr oder minder hohem Grade ein über jenen Teilen der Tropenzone, über welchen die Sonne eben im Zenith steht, oder über welchen die unteren Schichten der Atmosphäre eben am stärksten erwärmt werden. Es werden aber diese Gebiete gleichzeitig stärkster Erwärmung gerade nicht im selben Parallelkreis anzutreffen sein und einen zusammenhängenden Gürtel rings um die Erde herum bilden, denn die Erwärmung der Atmo-

---

[1]) Denken wir uns z. B. eine sehr langsam aufsteigende Bewegung der Luft in einer Tropengegend, wo die Temperatur 26° C. und die relative Feuchtigkeit 80% beträgt, also die Luft pro Kubikmeter 19,4 g Wasserdampf enthält. Jeder Kubikmeter Luft verliert, wenn er auch nur bis 3000 m emporsteigt, 4,5 g Wasserdampf, denn er kühlt sich dabei auf 10,7° circa ab (den Sättigungspunkt erreicht die Luft bei 22,3°, d. i. in 370 m Höhe, von da kühlt sie langsamer ab, durchschnittlich im Verhältnis von 0,44° pro 100 m), nimmt aber in dieser Höhe den Raum von etwas über 1,5 cbm ein, so dass er bei dieser Temperatur 14,9 g Wasserdampf enthalten kann. Nehmen wir die Geschwindigkeit des Aufsteigens bloss zu 2 m pro Sekunde, also sehr niedrig an, so passieren den obersten Querschnitt in einer Stunde 7200 cbm, welche auf den Quadratmeter Bodenfläche 32,4 kg Wasser, d. i. eine Niederschlagshöhe von 32,4 mm geben. Ist die Geschwindigkeit der aufsteigenden Luftmassen die doppelte, so ist dies auch mit dem Niederschlag der Fall, eine aufsteigende Bewegung von 4 m pro Sekunde gibt aber noch immer einen schwachen Wind. Die grossen Wassermassen, die zuweilen plötzlich herabstürzen, sind dadurch zu erklären, dass der kondensierte Wasserdampf eine Weile als dichte Wolke in der Luft suspendiert bleibt, bis mit einem Male alle die kleinen Wassertröpfchen zusammenfliessen und als „Wolkenbruch“ auf die Erde herabstürzen.

sphäre ist von vielen lokalen Einflüssen abhängig und es erwärmt sich namentlich das Land viel rascher und stärker als das umgebende Meer. Es entstehen derart lokale Centren der Erwärmung, lokale Depressionsgebiete mit einer Tendenz zu einer cyklonalen Luftbewegung. Die atmosphärischen Verhältnisse, die wir über Indien und Nordaustralien zur Zeit des höchsten Sonnenstandes sich einstellen gesehen haben, wiederholen sich im kleineren Massstabe über jeder tropischen Landfläche zu dieser Zeit, selbst über jeder kleineren Insel wird eine Tendenz dazu sich einfinden. Dass dies in der That der Fall ist, dass selbst dort, wo es nicht zur Entwickelung eigentlicher Monsunwinde kommt, und wo wir das Vorhandensein eines Barometerminimums nicht nachweisen können, ein solches während der Regenzeit vorhanden sein muss, ergibt sich aus den Schilderungen der atmosphärischen Vorgänge, welche die Regenzeit einleiten und begleiten: das Schwächerwerden und teilweise oder gänzliche Aufhören des Passates, dagegen das Auftreten westlicher Winde, die sonst ganz fehlen. Sehr wahrscheinlich besteht die Regenzeit über den tropischen Kontinenten aus einer häufigen Aufeinanderfolge von kleineren Cyklonen; die Schilderung der Regenzeit zu Kuka (Bornu) von Nachtigal deutet darauf hin, und die neueren Beobachtungen in Indien haben in der That ergeben, dass die Monsunregen Nordindiens durch eine Aufeinanderfolge von kleineren Cyklonen entstehen, die mit der allgemeinen Strömung (im Gangesthal von E nach W) fortziehen. Diese kleinen Cyklonen stehen wohl in einem ähnlichen Verhältnis zu dem grösseren Gebiet niedrigen Luftdruckes, in welchem sie sich ereignen, wie die sekundären Minima, welche unsere Cyklonen begleiten, oder wie diese letzteren zu der Region tiefen Luftdruckes im Nordatlantischen Ocean.

Es ist aber nicht notwendig, sich den Regenfall jederzeit und überall von der Existenz solcher Cyklonen abhängig zu denken, in dem äquatorialen Gebiet existieren dieselben gar nicht, die Beschreibung der täglichen Gewitterregen dieser und anderer tropischen Gegenden

enthält die grösste Analogie mit jener Klasse unserer Sommergewitter, die Mohn „Wärmegewitter" genannt hat und deren Charakter in ihrem lokalen Auftreten bei ruhiger Luft, ihrer strengen täglichen Periodicität und ihrem neutralen Verhalten gegenüber dem Barometer besteht. Diese Gewitter treten zumeist ein bei gleichmässig verteiltem Luftdruck, also geringen Gradienten, und hoher Luftwärme. Ihre Ursache ist die aufsteigende Bewegung warmer, feuchter Luftmassen innerhalb einer im allgemeinen stagnierenden Atmosphäre. Dies ist aber auch der Zustand der Atmosphäre in den Tropen zur Zeit, wo der Passat aufgehört hat, also kein allgemeiner barischer Gradient mehr besteht. Bei der hohen Temperatur und dem hohen Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre in den Tropen sind die Bedingungen zur Entstehung solcher Gewitter dann in hohem Grade vorhanden und es erklärt sich dadurch ihr tägliches Auftreten und ihre grosse Intensität. Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in den äquatornahen Gegenden ist selbst im Innern der Kontinente gross genug, dass ein Aufhören der regelmässigen Passatströmung und das oben erwähnte Stagnieren der Atmosphäre genügt, um den täglichen Gewitterbildungsprozess ins Leben zu rufen.

Die Rolle, welche die Sommermonsune bei der Entstehung der tropischen Regen spielen, wird meist unrichtig aufgefasst, indem man den Hauptnachdruck darauf legt, dass dieselben Seewinde sind und deshalb Regen erzeugen. Da aber diese Winde vom kühleren Ocean auf das wärmere Land wehen, so findet man von diesem Standpunkte aus immer einige Schwierigkeiten, das Eintreten der Regen zu erklären. Wenn man aber berücksichtigt, dass die Monsune ihren Zielpunkt in dem erwärmten Lande haben und dort eine aufsteigende Bewegung annehmen, so erklärt sich das Eintreten der Regen daselbst auf die natürlichste Weise. Der Passat erzeugt, wo er von der See her über ein flaches Land hinweht, keine Regenzeit, so lange er daselbst nicht auch seinen Zielpunkt hat und eine aufsteigende Bewegung annimmt. Im Gegenteil unterdrückt die lebhafte Passat-

strömung die aufsteigende Bewegung der Luft und ist der Bildung lokaler Gewitter ungünstig.

So lange überhaupt ein erheblicher barischer Gradient besteht, welcher eine konstante horizontale Luftbewegung zur Folge hat, wird über einem ebenen Land die Kondensation der Wasserdämpfe eher unterdrückt als begünstigt[1]).

So wissen wir z. B., dass auf den Llanos des Orinoko Trockenzeit herrscht, so lange der Passat noch lebhaft weht, obgleich er für diese Gegenden der eigentliche Seewind ist. Wenn der Passat aufhört, veränderliche Winde und namentlich Westwinde eintreten, bricht die Regenzeit herein, obgleich die Westwinde hier am wenigsten als Regenmonsun oder wasserdampfzuführende Winde angesehen werden können, weil hohe Gebirge die Ebenen in dieser Richtung vom Meer abschliessen. Die Regenzeit tritt ein, weil sich jetzt eine aufsteigende Bewegung der feuchten Luft ungestört einstellen kann, und vielleicht nun auch in dem Trog relativ niedrigen Luftdruckes hinter dem abziehenden Passat lokale Cyklonen sich bilden mögen.

Aus der Hauptregel der normalen tropischen Regenzeiten würde unmittelbar folgen, dass am Aequator und hinauf bis zu jenen Entfernungen zu beiden Seiten desselben, wo zwischen den beiden Zenithständen der Sonne noch ein längerer Zeitraum liegt, sich zwei Regenzeiten im Jahre bemerkbar machen, entsprechend den beiden Durchgängen der Sonne durch den Zenith. Wir haben in der That gesehen, dass über den äquatorialen Teilen der Kontinente von Afrika und Südamerika solche doppelte Regenzeiten sich einstellen und dass auch noch in etwas grösserer Entfernung vom Aequator sich vielfach eine Tendenz zum Hervortreten zweier Maxima des Regenfalls und einem Nachlassen der Regen dazwischen geltend macht. Auch in den Monsungebieten, sowie in Westindien fehlt eine Andeutung an dieses Verhältnis

[1]) Auch der Regenmonsun wird weniger regnerisch, sobald er einige Zeit nach seinem Eintreffen stetig geworden, sein Zielpunkt also weiter vorgerückt ist.

nicht gänzlich. Die Bemerkung, die wir in den Beschreibungen des Klimas von Mittelamerika, Westindien und des indischen Monsungebietes angeführt finden, dass der NE-Passat bei seinem Wiedereintreten Regen bringt, ist ähnlich wie die Herbstregen der Koromandelküste dahin zu deuten, dass diese Regen längs dem Nordrande eines Gebietes niedrigen Luftdruckes eintreten, welches der Sonne folgend sich nun wieder in niedrigere Breiten zurückzieht und dem der Passat auf dem Fusse folgt. Da das Vorrücken der Regenzeiten in höhere Breiten mit der Sonne eine Thatsache ist, so liegt es nahe, dass dort, wo der diese Regenzeit bedingende Gürtel niedrigen Luftdruckes sich zu Ende des Sommers langsamer wieder in niedrige Breiten zurückzieht, eine zweite Regenzeit vor und beim Wiedereintritt des Passates sich einstellen wird. Es ist aber nicht zu erwarten, dass sich das überall und unter gleichen Parallelkreisen gleichzeitig so verhalten werde, denn die Art, wie diese Depressionsgebiete zurückschreiten oder ausgefüllt werden, unterliegt vielen Modifikationen und muss namentlich von der Gestaltung der Landflächen beeinflusst werden.

Es dürfte nicht unnötig sein, hierbei auch auf die Resultate auf S. 64 aufmerksam zu machen, welche zeigen, dass ein doppeltes Maximum der direkten Erwärmung durch die Sonnenstrahlung selbst theoretisch nur bis zu dem 12. Breitegrad existiert. Bei den geringen Wärmeunterschieden der doppelten Insolationsmaxima, dort wo sie überhaupt vorhanden, wird es leicht begreiflich, dass geringfügige sekundäre Einflüsse, die sich örtlich geltend machen, das Auftreten doppelter Regenzeiten, die aus ihnen folgen könnten, leicht zu unterdrücken imstande sein können. Es widerspricht daher sowohl der Erfahrung als den theoretischen Voraussetzungen, zu beiden Seiten des Aequators Gürtel doppelter Regenzeiten anzunehmen, welche rings um die Erde herumreichen.

An Stelle der normalen tropischen Regenzeit bei höchstem Sonnenstande oder auch neben derselben tritt an vielen Orten in den Tropen eine andere Regenzeit

ein, die dem Aufsteigen der konstanten Passatströmung an Gebirgsabhängen ihre Entstehung verdankt. Der Passat ist an sich ein relativ trockener Wind, weil er Luft aus höheren kühleren in niedrigere wärmere Breiten führt, wobei seine Dampfkapacität zunimmt. Doch ist der Passat nicht auf gleiche Stufe zu stellen mit der sog. Polarströmung der höheren Breiten oder gar mit dem trockenen Landwind aus NE des europäisch-asiatischen Kontinents. Der Wärmeunterschied zwischen den Gegenden, von denen der Passat ausgeht, und jenen, welchen er zuströmt, beträgt nur einige Grade und sein Weg führt zumeist über warme Meere, es ist ja fast das ganze Tropengebiet oceanisch. Sein Wasserdampfgehalt ist daher fast überall ein sehr grosser (nur der Passat Nordafrikas macht davon eine bemerkenswerte Ausnahme). Eine geringe Abkühlung genügt deshalb, um den Passat in einen Regenwind zu verwandeln, und diese Abkühlung stellt sich überall ein, wo demselben ein höher ansteigendes Land in den Weg tritt. Da nun der Passat mit grosser Beständigkeit weht, so gibt er Veranlassung zu anhaltender und reichlicher Befeuchtung jener gebirgigen Küsten, die sich ihm entgegenstellen. Sein Wasserdampfgehalt ist gross genug, dass selbst dort, wo er über einen ganzen Kontinent hingeweht hat, bevor er ein höheres Gebirge trifft, noch sehr reichliche Niederschläge bei seinem Aufsteigen an den Bergwänden eintreten, wie z. B. an der Ostseite der tropischen südamerikanischen Anden.

Auf dieses Auftreten des Passates als Regenwind ist die bemerkenswerte Wahrnehmung zurückzuführen, dass die höheren tropischen Inseln und Küsten eine feuchte Ostseite und eine trockene Westseite haben. Auffallende Beispiele hierfür haben wir bereits kennen gelernt in den Sandwich-Inseln, vielen westindischen Inseln, Madagaskar, der Ostküste Mittelmerikas u. s. w.

Es sind mit diesen zwei hier erläuterten Ursachen des Eintretens der Regenzeiten in den Tropen nicht alle Fälle erschöpft; die Regenzeiten der Nordostküste Südamerikas, namentlich von Guiana und der Küste der

brasilianischen Provinzen Pernambuco und Bahia lassen sich auf keine derselben direkt zurückführen. Bevor wir die Luftdruckverteilung in diesen Gegenden genauer kennen, dürfte es schwierig sein, die wahre Ursache solcher Anomalien aufzufinden, namentlich die Ursache des Fehlens der normalen Regenzeit. Die Luftdruckverteilung aber hängt nicht allein von den mittleren Wärmeverhältnissen des Ortes selbst ab, sondern auch von der Rückwirkung der Druckverteilung in der weiteren Umgebung und lässt sich deshalb a priori selbst mit Hilfe genauer Isothermenkarten nicht genügend feststellen. Wenn wir berücksichtigen, dass die Luft über dem grössten Teile der tropischen Länder bei hoher Temperatur mit Feuchtigkeit nahezu gesättigt ist, und erwägen, dass eine Abkühlung derselben um einen Grad unter den Taupunkt einen viel intensiveren Niederschlag gibt[1]) als in höheren Breiten bei niedrigerer Temperatur, so kann es uns nicht wunder nehmen, dass wir noch nicht in allen Fällen imstande sind, die Ursache der Regenzeiten anzugeben, da uns ja die genügende Kenntnis der übrigen meteorologischen Faktoren durchaus fehlt.

Möglicherweise mag der Passat dort, wo er fast senkrecht auf eine flache Küste trifft, dadurch Winterregen erzeugen, dass er zu dieser Zeit seiner grössten Intensität durch den plötzlichen Verlust an Geschwindigkeit in den unteren Schichten, den er beim Uebergang vom Meer auf das Land erleidet, in den oberen Schichten zum Aufsteigen gezwungen wird, was bei einer hoch saturierten warmen Luft zu Wolkenbildung und Regen Veranlassung geben muss. Dies könnte der Fall sein an den Küsten zwischen Pernambuco und Bahia und vielleicht auch an jener von Guiana.

Im allgemeinen fällt in den Tropen der meiste Regen bei Tag, wie dies der hervorragenden Rolle, welche die Gewitterregen der normalen Regenzeit um die Zeit des täglichen Wärmemaximums spielen, entspricht, und auch mit der täglichen Periode der Sommerniederschläge der meisten Gegenden in mittleren Breiten übereinstimmt.

---

[1]) Siehe S. 189.

Doch ist dies bei weitem nicht überall der Fall, in vielen echt tropischen Gegenden fällt die grösste Regenmenge bei Nacht (z. B. zu Batavia, zu Cherrapunjee), ja selbst die Gewitter treten erst nach Sonnenuntergang ein (z. B. in Senaar). Die „Passatregen" sowie auch die Monsunregen, wo sie hauptsächlich ein Effekt des Aufsteigens der Luft an Bergabhängen sind, scheinen die Tendenz zu einem nächtlichen Maximum zu haben; überdies unterscheiden sich die Passatregen von den Gewitterregen des täglichen Wärmemaximums auch dadurch, dass sie gleichmässig fallen nach Art unserer Landregen, Tag und Nacht nässend (Ostküste von Centralamerika, Inneres von Brasilien am Amazonenstrom etc.). Sie sind auch nur selten von elektrischen Entladungen begleitet.

Die Blitze der heftigsten tropischen Gewitter haben nach den übereinstimmenden Zeugnissen von R. Schomburgh (Guiana), Pechuël-Lösche (Loango), Pruyssinäre (oberer Nil), Rattray (Kap York-Halbinsel), Holmes (Fidschi-Inseln) etc. die bemerkenswerthe Eigentümlichkeit, dass sie fast nie zündend oder zerstörend einschlagen, wenn sie auch aus den Wolken zur Erde niederfahren.

Die Luftfeuchtigkeit ist in den tropischen Küstengegenden konstant hoch, sowohl absolut wie relativ; der Wasserdampfgehalt der Luft steigt selbst durchschnittlich bis nahezu 3 Volumprozenten, gelegentlich kann derselbe sogar auf 4% steigen (30 mm Dampfdruck). Dem grossen Wassergehalt der Luft und dem hohen Sättigungsgrade derselben sind viele Eigentümlichkeiten des Klimas und manche Wirkungen auf den menschlichen Organismus zuzuschreiben, die aus der hohen, meist sehr gleichmässigen Wärme allein durchaus nicht zu erklären sind. Diese „Treibhausluft" ist es, die den Organismus des Europäers nach längerer oder kürzerer Zeit untergräbt. In den mehr kontinentalen Gebieten der Tropen ist der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit ein sehr extremer, schwankend zwischen grosser Trockenheit zur Zeit des kräftig wehenden Passats und fast völliger Sättigung zur Regenzeit (im Innern Afrikas und Nordaustraliens etc.).

Einen ganz analogen extremen jährlichen Gang hat in diesen Klimaten auch die Bewölkung — fast nie getrübtes Himmelsblau während der Herrschaft des Passats wechselt mit einem schweren finsteren Wolkenhimmel zur Regenzeit [1]), der monatelang nicht weicht. Durchschnittlich gehört die Tropenzone, wenigstens über den Kontinenten und Inseln nicht zu jenen Gebieten, denen der Himmel am heitersten lacht. Die mittlere Bewölkung nimmt gegen den Aequator hin zu und dort ist der Himmel fast konstant mehr oder minder bedeckt, ganz heitere Tage sind selten. Es entspricht dies dem äquatorialen Wolkenring Maurys („pot au Noir“ der französischen Seeleute); doch liegt in dieser Bezeichnung nach Erman einige Uebertreibung, Erman durchkreuzte viermal den Aequator bei schönem Wetter.

Einige in klimatischer Beziehung untergeordnete Erscheinungen am Tropenhimmel mögen hier noch eine kurze Erwähnung finden. Die erste bezieht sich auf das fast sprichwörtlich gewordene rasche Hereinbrechen der Nacht nach Sonnenuntergang.

Die Dauer der Dämmerung in den Tropen ist allerdings kürzer als in höheren Breiten, doch nicht so kurz, als man gewöhnlich annimmt.

Pechuël-Lösche gibt an, dass an der Loangoküste zur Zeit der kürzesten Dämmerung der Druck der „Gartenlaube„ mindestens 25 und längstens 28 Minuten nach Sonnenuntergang im Freien bequem lesbar ist. In anderen Tropengegenden, die durch besondere Reinheit der Atmosphäre Westafrika überlegen sind, ergeben die auf gleiche Weise angestellten Versuche eine Dauer der täglichen Dämmerung von nie unter 20 Minuten. „Die vielgebrauchte Phrase von dem plötzlichen Hereinbrechen der Tropennacht ist demnach nichts weniger als wörtlich zu nehmen.“

Folgende Beschreibung der Erscheinungen beim Auf- und Untergang der Sonne von Seiten eines so ausgezeichneten Kenners der Tropennatur wie R. Wallace haben wir an dieser Stelle nicht unterdrücken wollen.

---

[1]) Es ist aber nicht überall die Regenzeit die Zeit grösster Trübung, die äquatoriale Westküste Afrikas z. B. macht eine Ausnahme.

Bei gutem Wetter ist die Luft unter dem Aequator durchsichtiger als bei uns und die Stärke des Sonnenlichtes gewöhnlich sehr bedeutend. Sobald aber die Sonne unter dem Horizont verschwunden ist, tritt eine merkliche Verdüsterung ein, sie nimmt aber während der nächsten 10 Minuten kaum zu. Während der darauf folgenden 10 Minuten wird es jedoch rasch dunkler und 25 Minuten nach Sonnenuntergang ist die vollständige Dunkelheit der Nacht nahezu erreicht. Des Morgens sind die Vorgänge vielleicht noch auffallender. Noch um 5¼ Uhr ist die Dunkelheit vollkommen; dann aber unterbricht hie und da ein Vogelruf die Stille der Nacht, wohl ein Zeichen, dass Spuren von Dämmerlicht am östlichen Horizont sich merkbar machen. Etwas später hört man den melancholischen Laut der Ziegenmelker, Froschquaken, Klagetöne der Bergdrossel und fremdartiges Geschrei von allerhand Vögeln und Säugetieren, wie sie gerade der Gegend eigen. Etwa um halb 6 Uhr bemerkt man den ersten Lichtschimmer; erst nimmt er langsam, dann so rasch zu, dass es um 5¾ Uhr fast taghell ist. Nun tritt die nächste Viertelstunde hindurch keine bedeutende Aenderung ein; dann aber taucht plötzlich der Rand der Sonne auf und bedeckt die von Tau strotzenden Blätter mit goldglänzenden Perlen, schickt goldene Lichtstrahlen weithin in den Wald und weckt die Natur zu Leben und emsigem Treiben, Vögel zwitschern und flattern, Papageien kreischen, Affen schwatzen, Bienen summen, prachtvolle Schmetterlinge wiegen sich langsam in den Lüften oder sitzen mit ausgebreiteten Flügeln im belebenden Lichte: die erste Morgenstunde ist in den Tropen mit einem zauberischen Reize ausgestattet, den man nie vergessen kann.

Auch über die Farbe des Tropenhimmels, der Intensität seines Blau und der Durchsichtigkeit der Luft gibt man sich leicht unrichtigen Vorstellungen hin, indem man diese Eigenschaften überschätzt, wenigstens soweit sie charakteristisch für die Tropengegenden überhaupt sein sollen.

Der grosse Wasserdampfgehalt der Luft gibt dem Tropenhimmel meist eine weissliche Färbung, weil der Wasserdampf, in den höheren Schichten wenigstens, leicht zur Kondensation neigt. Die trockenen warmen Gegenden der subtropischen Zone sind, was Reinheit des Himmels und Tiefe seiner blauen Farbe anbelangt, den Tropen wohl vielfach überlegen. Im Innern der tropischen Kontinente ist während der trockenen heitern Zeit der Himmel oft völlig durch den Rauch der Grasbrände getrübt und jede Fernsicht gehemmt. In manchen Gegenden tritt dann auch eine Art von Höhenrauch auf.

Ein kompetenter Zeuge für diese Verhältnisse möge hier noch Gehör finden.

Freiherr v. Ransonnet-Villez, der als Maler die asiatische Tropenwelt mehrmals besucht und eine Weltumsegelung gemacht hat, sagt:

Vor allem muss ich einem sehr allgemeinen Vorurteil entgegentreten, nämlich der Sage vom „tiefblauen“ Tropenhimmel. Es ist mir bisher nicht geglückt, denselben aufzufinden; im Gegenteil, so wie mein unvergesslicher Freund Selleny nebst anderen Beobachtern mir bestätigte, kann ich versichern, dass der Himmel in den Tropen oft beim heitersten Wetter keine Spur von Blau zeigt, wie wir ja auch während der schwülsten Sommertage ähnliches beobachten können. Auf der Palette wäre dieser Farbton jedenfalls ganz ohne Blau zu mischen. Hell leuchtend ist dafür der Himmel, und er strahlt bekanntlich zugleich eine solche Glut hernieder, dass oft die völlige Ausschliessung des Himmelslichtes nötig ist, um eine erträgliche Temperatur zu erreichen. Im ganzen Norden von Indien, von Bombay über Delhi bis Benares fand ich in den trockenen, aber immerhin noch heissen Wintermonaten eine eigentümliche opalartige Beschaffenheit der Atmosphäre, welche namentlich des Morgens in Benares zauberhafte Effekte hervorbrachte, indem sie ähnlich wie z. B. in Venedig entfernteren Gegenständen einen goldigen Schein verlieh.

II. Das Klima der „Gemässigten Zonen“.

Die nördliche gemässigte Zone.

A. Klima des Subtropengebietes der alten Welt.

(Mittelmeerländer im weiteren Sinne.)

Das Gebiet, dessen Klima im nachfolgenden zur Darstellung gelangen soll, umfasst Nordafrika nördlich von der Sahara und der libyschen Wüste, d. i. ungefähr nördlich von 30° N. Br. mit den westlich vorgelagerten Inseln, die iberische Halbinsel mit den Azoren, das südöstliche Frankreich, Italien bis gegen den Fuss der Alpen, das österreichische Küstenland und Dalmatien, die Balkanhalbinsel etwa südlich von 42° N. Br., Kleinasien, Syrien, Mesopotamien, Arabien nördlich von 20° Breite, Persien

und dessen Grenzgebiete im Norden und Osten. Es umfasst dasselbe demnach alle alten Kulturstätten, und da die genannten Länder sämtlich um das Mittelmeer herumliegen und dessen Ufer bilden, so kann man mit einiger Licenz in Bezug auf die westlichen Inseln, sowie auf Arabien und Persien im Osten, das ganze Gebiet kurz als das des Mittelmeerbeckens bezeichnen. Der gemeinsame klimatische Charakterzug desselben besteht in der Art der Verteilung der Niederschläge über das Jahr, speciell in der Tendenz zu regenarmen Sommern und Beschränkung der Niederschläge auf die Winter- oder die Frühlings- und Herbstmonate. Diese Tendenz tritt in dem südlichen Teile unseres Gebietes am stärksten hervor und nimmt nach Norden hin ab, so dass allmählich die Verteilung der Niederschläge über das Jahr gleichförmiger und der Sommer immer regenreicher wird, bis er an den Grenzen des Gebietes geradezu die regenreichste Jahreszeit bildet. Der südliche Teil des hier betrachteten Gebietes hat eigentliche „Winterregen", Regen zur Zeit des niedrigsten Sonnenstandes. Diese jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge steht im geraden Gegensatze zu jener in dem südlich angrenzenden Regengebiet der Tropen, wo die Regen zur Zeit des höchsten Sonnenstandes fallen. Die beiden gegensätzlichen Regengebiete grenzen aber nicht direkt aneinander, es liegt zwischen ihnen ein sehr regenarmes oder ganz regenloses Wüstengebiet, das in Nordafrika den Raum circa zwischen 17° und 30° N. Br. einnimmt und unter dem Namen der Sahara und der libyschen Wüste bekannt ist; in Arabien scheint das eigentliche Wüstengebiet erst etwas südlicher zu beginnen. Nur im indischen Pandschab, in gleicher geogr. Breite mit dem eigentlichen Winterregengebiet der Mittelmeerländer, aber schon jenseits ihrer Ostgrenze gelegen, sehen wir Winterregen und tropische Sommerregen gleichzeitig auftreten (s. S. 294 u. 300).

Wie die Erfahrungen der Reisenden ergeben haben, ist allerdings weder die Sahara noch die libysche Wüste absolut regenlos, indem von Zeit zu Zeit, in seltenen Fällen allerdings, Invasionen der Tropenregen aus dem Sudan

weit nach Norden hinauf vorkommen, sowie auch anderseits gelegentlich die Winterregen weiter nach Süden eingreifen. Wie wir schon früher erwähnt haben, sind es namentlich die gebirgigen Teile der Sahara, welche viel regenreicher sind, als man früher geahnt hat, und es erstrecken sich die Tropenregen hinauf nach Tibesti und Air[1]), die Winterregen bis in die Gebirgsländer von Tasili und Ahaggar herab.

Man hat das Gebiet der Winterregen, weil es in das Grenzgebiet der gemässigten Zone gegen die Tropen fällt, auch kurz das Subtropengebiet genannt, oder auch die Subtropenzone. Letztere Bezeichnung ist jedoch, weil leicht irreführend, besser zu vermeiden, denn das Gebiet der Winterregen bildet, wie wir noch sehen werden, durchaus keinen um die Erde herumlaufenden Gürtel, es beschränkt sich auf die Westseiten der Kontinente und die dort vorliegenden Inseln. Die Subtropenzone ist eine Temperaturzone, die den Uebergang aus dem Tropengebiet in die mittlere gemässigte Zone bildet; das Winterregengebiet oder besser das Gebiet der regenlosen oder regenarmen Sommer[2]) ist nur ein Teil der subtropischen Temperaturzone.

Die jährliche Regenverteilung im Subtropengebiet der alten Welt. In den folgenden Tabellen haben wir die jährliche Regenverteilung in der Art zur Darstellung gebracht, dass die Regenmenge der einzelnen Monate in Prozenten der Regenmenge des ganzen Jahres ausgedrückt wurde. Während die Quantität des jährlichen Regenfalls selbst an benachbarten Orten sehr verschieden

---

[1]) Nach Erwin de Bary fiel im nördlichen Air der erste Regen am 15. April, dann brachten die letzten Maitage Gewitter und 3 Regentage, der Juni hatte 11, der Juli 1, der August 11, der September 4 Regentage. Und diese Regen waren zum Teil sehr heftig; am 3. Juni nachts wurde zuerst ein Rauschen gehört, der erste Bach floss durch das Wadi, am Morgen war alles ringsum in dichten Nebel gehüllt. Diese Erscheinungen wiederholen sich öfter, namentlich die dichten Morgennebel überraschen uns hier mitten in der Sahara. Die Gewitter und die Regen kommen von S, SE oder E.

Uebrigens gab es auch im Winter Morgennebel: die Temperatur war sehr niedrig, fast jeden Morgen (bis 6. Februar) war das Wasser dick gefroren. Doch war bei Tag der Himmel heiter, erst zu Anfang März zeigten sich feine Federwolken, die von W und NW zogen.

[2]) Weil es auch in höheren Breiten Gegenden gibt, wo die grössten Niederschlagsmengen im Winter fallen, dort ist jedoch der Sommer nicht regenlos oder selbst nur regenarm.

und von Lokaleinflüssen, der Bodengestaltung namentlich, in hohem Grade abhängig ist, bleibt die relative Verteilung der Regenmengen auf die einzelnen Monate auf weite Erstreckungen hin fast konstant. Man kann daher aus den mehr oder weniger zahlreichen Stationen eines ganzen Landes einen Mittelwert der jährlichen Regenverteilung ableiten, wie wir dies in unseren Tabellen überall dort gethan haben, wo eine Mehrzahl von Stationen vorhanden war. Der Mittelwert der jährlichen Regensummen dieser Stationen ist unten angegeben und zwar in Centimetern. Diese Mittelwerte sind durchaus kein getreuer Ausdruck der durchschnittlichen Regenmenge des ganzen Landes, da die Stationen weit davon entfernt sind, gleichmässig über dasselbe verteilt zu sein. Sie geben aber doch einige Anhaltspunkte zur Beurteilung der durchschnittlichen Regenmengen in den tieferen, am meisten bewohnten Teilen der betreffenden Länder.

Jährliche Regenverteilung in Prozenten.
(Die durchschnittlichen Jahressummen sind in Centimetern angegeben.)

	Laguna Teneriffa	Madeira (Funchal)	Spanien Südspitze	Algerien Küste [1])	Algerien Tell [1])	S. Hochebene Sahara [2])	Azoren	Südliches Portugal	Spanische Plateaux	Spanische Ostküste
Dezember	25*	15	15*	18*	14*	8	13*	12	8	9
Januar	22	22*	14	12	11	8	12	13	8	7
Februar	13	10	12	11	11	9	12	10	7	7
März	14	9	11	14*	14*	14*	10	11	8	9
April	5	5	8	8	11	12	7	7	7	9
Mai	3	4	6	5	7	10	6	9	14*	10*
Juni	1	2	2	3	4	5	5	3	8	4
Juli	0	0	0	0	1	2	2	1	3	2
August	0	1	1	1	2	4	4	2	5	3
September	1	4	4	4	5	9	7	7	9	12
Oktober	5	9	11	11	9	12*	9	11	11	16*
November	11	19	16*	13	11	7	13*	14*	12*	12
Jahressumme	111	74	76	70	57	31	90	70	37	42

[1]) Mittel nach 10 Stationen.
[2]) Nach 5 Stationen, überall 15—20jährige Beobachtungen.

Jährliche Regenverteilung in Prozenten.

	Spanien Nordrand	Mediterr. Frankreich	Südfuss der italien. Alpen	Pogebiet	Mittelitalien	Süditalien	Sizilien	Malta
Dezember	12*	8	6	8	10	13*	15*	22*
Januar	11	8	5	6	8	10	14	16
Februar	8	7	4	6	7	8	10	10
März	10	8	6	7	9	9	11	9
April	8	8	8	9	8	9	8	4
Mai	8	10*	11	10*	7	7	3	1
Juni	6	6	12*	9	7	4	2	0
Juli	3	3	9	7	4	2	0	0
August	4	5	9	8	6	5	1	2
September	8	11	9	8	9	8	8	5
Oktober	11	14*	12*	12*	13*	12	14	14
November	11	12	9	10	12	13*	14	17
Jahressumme	129	67	121	81	84	80	60	55

	Ostküste der Adria			Nord-Griechenland	Constantinopel	Smyrna	Beirut	Jerusalem [1]	Alexandrien
	Nördl.	Mittl. Teil	Südl.						
	46–45°	45–43°	43–39°						
Dez.	9	11	15	17*	17*	14	21*	21	27*
Jan.	7	9	10	12	11	18*	15	20	25*
Febr.	6	8	8	10	9	11	20*	23*	17
März	7	10*	9*	10*	9*	14*	12	18	11
April	7	6	6	5	6	6	9	6	1
Mai	8	6	5	5	3	4	2	1	0
Juni	8	6	4	3	5	3	1	0	0
Juli	6	3	1	1	4	1	0	0	0
Aug.	8	6	4	3	6	0	0	0	0
Sept.	10	8	7	4	8	4	2	0	0
Okt.	13*	12	13	13	9	5	5	3	5
Nov.	11	15*	18*	17*	13	20*	13	8	14
Jahr	130	83	128	(53)	70	61	92	55	22

[1] 18 Jahre 1863–81.

Jährl. Regenperiode in Transkaukasien in Prozenten.

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
SW-Küste des Kaspischen Meeres (Baku, Lenkoran)											
13*	10	7	7	9	6	3	3	3	12	12	15*
Georgien (Tiflis, Alexandropol, Aralik)											
6	4	4	6	12	17*	15	10	7	7	7	5
Mingrelien (Redut-Kale Kutais, Alagir)											
7	7	7	8	5	7	14*	12	11	9	7	6

In den südlichsten Teilen des Subtropengebietes der alten Welt ist der Sommer so gut wie ganz regenlos und die Regenzeit fast ganz auf die Wintermonate beschränkt. Je weiter nach Norden, desto mehr verteilt sich der Regenfall auch auf die anderen Monate. Dieses Verhältnis, sowie der Gegensatz gegen die Tropenregen (Kap Verdische Inseln) zeigt sich sehr deutlich in den folgenden Zahlen.

Regenmenge in Prozenten der Jahressumme.

Ort	Kap Verdische Inseln	Kanaren	Madeira	Südlichstes Spanien	Azoren u. südl. Portugal	Spanien Nordrand
Breite	15°	28°	32½°	36°	38°	43°
Winter	6	60	47	41	36	31
Sommer	77[1]	1	3	3	8	13
Ort	**Malta**	**Sizilien**	**Süditalien**	**Mittelitalien**	**Pogebiet**	**Südfuss der Alpen**
Breite	36°	37½°	40½°	42½°	45°	45½-46°
Winter	48	39	31	25	20	15
Sommer	2	3	11	17	24	30
Ort	**Alexandrien**	**Jerusalem**	**Beirut**	**Smyrna**	**Griechenland**	**Konstantinopel**
Breite	31°	32°	34°	38½°	39°	41°
Winter	69	64	56	43	39	37
Sommer	0	0	1	4	7	15

1) Juli bis September.

In Algerien wie in Spanien zeigt sich auf den Hochebenen eine Abnahme der Winterregen und eine erhebliche Steigeruug der Frühlingsregen. Dass die Winterniederschläge auf Hochebenen, die noch dazu gegen das Meer hin zum Teile durch Gebirgsketten abgeschlossen sind, abnehmen, ist leicht erklärlich und ziemlich allgemein zu beobachten; die niedrige Temperatur und die Dampfarmut der Hochebenen im Winter, sowie die Tendenz zur Bildung von Barometermaximis über denselben ist die Ursache davon. Der Sommer wird dagegen etwas regenreicher, weil öfter als in den Niederungen Gewitter auftreten.

Der Abnahme der Winterregen von Malta bis zum Südfuss der italienischen Alpen geht parallel eine Zunahme der Frühlings- und Frühsommerregen, wie die zweite Tabelle dies sehr schön zeigt. Die relativen Niederschlagsmengen des Mai und Juni wachsen schrittweise von Süd nach Nord von 0—12 %. Die konstanteste Erscheinung im ganzen westlichen Mittelmeerbecken sind die Herbstregen, im Oktober namentlich zeigt sich eine ungemein gleichförmige Verteilung der (relativen) Niederschlagsmenge, während der November schon eine erhebliche Zunahme nach Süden hin aufweist (von 9—17 % von Oberitalien bis Malta und von 11—18 % an der östlichen Küste der Adria). Das östliche Mittelmeerbecken zeichnet sich aus durch die lange Erstreckung der Sommerdürre in den Herbst hinein, mangelnde oder geringe September- und Oktoberregen, auch der November hat (Smyrna ausgenommen) viel geringere Niederschläge, als unter gleichen Breiten das westliche Mittelmeerbecken. Den Uebergang von den Sommerregen mittels der Aequinoktialregen zu Winterregen zeigen das östliche Spanien, Südfrankreich und Italien. Im mittleren und östlichen Spanien, Südfrankreich und Oberitalien ist der Mai sehr regenreich, an der dalmatinischen Küste und auch in Griechenland tritt an dessen Stelle der März, ohne eine gleiche Steigerung des Regenfalls zu erreichen.

Wir wollen (mit Fischer) noch auf die Abnahme der regenlosen oder regenarmen Zeit von Süden nach

Norden specieller aufmerksam machen. In Alexandrien dauert die regenlose Zeit von Ende März bis Mitte Oktober[1]), beinahe 8 Monate, in Palästina von Ende April bis in den Oktober hinein, d. i. 6—7 Monate, in Syrien 4½, im vorderen Kleinasien und Griechenland 4 Monate, am Marmarameer sind nur noch 2 Monate ziemlich regenarm. Im mittleren Mittelmeerbecken sind in Tripolitanien April bis Oktober (7 Monate) regenlos, in Malta 4 bis 5 Monate, in Sizilien 4 Monate an der Nordküste, 4½ an der Süd- und Südostküste, in Neapel sind nur mehr die 3 Sommermonate regenarm, in Rom nur noch 2, in Florenz hat der Juli schon 44 mm Regenfall. Im Westen des Mittelmeeres an den atlantischen Küsten ist die regenlose Periode kürzer, auf den Kanarischen Inseln dauert sie von Mitte Mai bis Mitte Oktober etwas über 5 Monate, auf Madeira 5 Monate, an der marokkanischen Küste jedoch 6—7 Monate, an der Südküste der iberischen Halbinsel und an der algerischen Küste nur 5 Monate. In Lissabon dauert sie nur 4 Monate, von Ende Mai bis Ende September, in Porto nur 3 Monate und in Santiago ist selbst im Juli schon jeder 4. Tag ein Regentag. Während also an der nördlichen Grenze unseres Gebietes die Zeit, wo Regen zu erwarten ist, alle 12 Monate umfasst, schrumpft sie von Norden nach Süden allmählich bis auf 4 Monate zusammen (Fischer, Klima der Mittelmeerländer).

Was die absoluten Regenmengen anbelangt, so nehmen dieselben im allgemeinen gleichfalls von Norden nach Süden hin ab und zwar bis zur völligen Regenlosigkeit. Auch von Westen nach Osten wird durchschnittlich die Regenmenge kleiner, natürlich gibt es aber stets örtliche durch die Lokalverhältnisse bedingte Ausnahmen. Im Nachfolgenden stellen wir die jährlichen Regensummen (in Millimetern) einiger bemerkenswerten Orte zusammen.

Iberische Halbinsel: Tarifa 621, Gibraltar 757, Sevilla 438, Campo Major 554, Granada 513, Cuidad Real 378, Madrid 380, Salamanca 268, Valladolid 336, Burgos 542, Leon 495,

---

1) Der mittlere Eintritt der Regenzeit fällt sogar auf den 12. November. Die Grenzen waren (1875—82) 7. Oktober und 20. Dezember.

Zaragoza 358, Barcelona 440, Valencia 476, Alicante 430, Murcia 367, Palma 450, — Lissabon 753, Coimbra 894, Porto 1430, Santiago 1759, Oviedo 938, Bilbao 1199, Vergara 1329 mm.

Algerien[1] (Küste): Oran 510, Mostaganem 486, Algier 715, Philippeville 789, Bona 676, La Calle 842, (Tell und Plateaux:) Tlemcen 654, Mascara 651, Constantine 696, Guelma 638, Setif 434, Batna 489, Aumale 645, (Algerische Sahara:) Geryville 300, Laghuat 210, Biskra 209.

Italien und südöstliches Frankreich: Palermo 596, Syracus 476, Caltaniselta 467, Lecce 533, Cosenza 1177, Neapel 830, Rom 760, Ancona 728, Livorno 854, Florenz 922, Urbino 1032, Genua 1309, Bologna 663, Modena 721, Alessandria 673, Turin 822, Mailand 996, Brescia 900, Padua 863, Venedig 808, Udine 1552, Belluno 1452, Tolmezzo 2435, Ivrea 1391, Villa Carlotta 1512, Lugano 1573, Biella 1140, — Perpignan 547, Cette 734, Montpellier 860, Avignon 578, Marseille 514, Nizza 838.

Balkan-Halbinsel: Triest 1140, Fiume 1533, Zengg 1147, Zara 761, Lesina 794, Curzola 930, Ragusa 1623, Durazzo 1094, Valona 1076, Corfu 1318, Joannina 1299, Patras 727, Athen 385.

Transkaukasien: Redut Kale 1601, Kutais 1421, Tiflis 491, Alexandropol 395, Baku 253, Lenkoran 1312.

Während in Alexandrien noch 215 mm Regen fallen, fallen in Kairo und Suez kaum mehr 3 cm. Die nördliche Westküste des Roten Meeres ist fast regenlos bis auf einige Regengüsse während des Winters, die Ostküste (die arabische Küste) hat etwas regelmässigere Winterregen. In den Gebirgen aber sind die Regenfälle häufiger und intensiver und die trockenen Flussbetten füllen sich mit Wasser, das gelegentlich das Meer erreicht[2]). Die Südgrenze der Winterregen in Afrika hat Fischer nach den Angaben der Reisenden kartographisch zur Darstellung gebracht (Die Dattelpalme S. 47, Gotha 1881), die Grenze verläuft unregelmässig um den 30° Breite herum. So wie nach Süden hin, so geht auch nach Osten und Nordosten das Gebiet der vorwiegenden Niederschläge des Winterhalbjahres in ein Wüsten- und Steppen-Gebiet, jenes von Mittel-Asien über.

Vorwiegende Niederschläge während der kälteren Jahreshälfte und trockenen Sommer findet man hier noch

---

1) Nach Raulin, die Regenverteilung ist mittelst einer ganz neuen Arbeit von Angot abgeleitet worden.

2) Man lese die lebendige Schilderung Klunzingers: Regen und Regenbäche am Roten Meere in: Bilder aus Oberägypten, der Wüste und dem Roten Meere.

bis gegen den Aral- und Balkaschsee hinauf. Taschkent z. B. hat entschiedene Sommerdürre und Winterniederschläge.

Regenverteilung und Regenmenge zu Taschkent:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
%	42	41	2	15	310 mm

Die Niederschlagsmenge ist jedoch sehr gering und ein Wüsten- und Steppengürtel erstrekt sich bis gegen den 50. Breitegrad, wo die Sommerregen beginnen. Das Hochland von Iran hat gleichfalls trockenen Sommer und überhaupt eine geringe Regenmenge. Der Norden und Nordwesten ist (nach Oliver St. John) regenreicher als der Osten und Süden, nur der Umstand, dass in Beludschistan die innern Gebirgsketten höher sind als die äussern, verschafft auch den innern Landschaften Regen; die Regenmenge von Beludschistan schätzt O. St. John auf etwa 13 cm. Doch sind in ganz Iran Dürreperioden und darauf folgende Hungersnot nicht selten (Fischer).

Dürreperioden und grosse Schwankungen der Regenmenge von einem Jahr zum andern sind überhaupt für das eigentliche Gebiet der Winterregen, d. i. für die südliche Zone desselben, charakteristisch. Den mittleren jährlichen Regenfall im ganzen Mittelmeergebiet veranschlagt Fischer auf 76 cm (für Deutschland findet v. Bebber 71, für Oesterreich-Ungarn v. Sonklar 74). Im allgemeinen sind solche Schätzungen — als untere Grenzen anzusehen, da uns die Niederschlagsmessungen aus den regnerischsten Teilen der Länder, den Gebirgshöhen, meist ganz fehlen.

In Bezug auf den Einfluss der Niederschlagsverhältnisse in den Mittelmeerländern auf die Bodenkultur und die Vegetationsverhältnisse können wir auf die vortreffliche Darstellung Fischer's verweisen (Klima der Mittelmeerländer S. 13 und 32).

Mit dem jährlichen Gange und der Verteilung der Quantität der Niederschläge geht parallel auch der Gang und der Grad der relativen Feuchtigkeit und der Bewölkung.

Die Feuchtigkeit nimmt (wie die Regenmenge) im

allgemeinen nach Süden und nach Osten hin ab. Ein ausserordentlicher Gegensatz besteht zwischen dem regenreichen NW- und N-Rand der iberischen Halbinsel und den trockenen Hochebenen im Innern derselben. In Oviedo schwanken die Monatmittel der relativen Feuchtigkeit nur zwischen 88% im Februar und 78% im Juni, in Madrid dagegen haben Juli und August nur 47%, in Campo Major gar nur 37%.

Im grössten Teile des Gebietes sind die Sommermonate die trockensten, nur am südöstlichen Mittelmeer tritt infolge der zunehmenden Intensität der nördlichen und nordwestlichen Seewinde im Hochsommer das Maximum der Trockenheit schon im Mai und Juni ein (Kairo Jahresmittel 61%, Minimum Mai 45%; Jerusalem Jahr 56%, Minimum Mai 41%); in Alexandrien ist der Winter mit 66% trockener als der Sommer, die grösste Feuchtigkeit hat der Juli mit 76%. In Italien sinkt die Feuchtigkeit kaum im Innern Siziliens zu ähnlichen Graden der Trockenheit herab, wie im Innern der iberischen Halbinsel; für Caltanisetta wird als Sommermittel 37% angegeben (Jahr 61%). Die Julimittel einiger Orte sind: Florenz 49%, Urbino 51, Rom 55, Foggia 40, Lecce 48, Palermo 62, Syrakus 61; die Jahresmittel liegen zwischen 60 und 72%.

In Bezug auf die Bewölkung gehört das Subtropengebiet der alten Welt zu jenen, die sich der geringsten Bewölkung und zugleich der grössten Reinheit des Himmels erfreuen. Der italienische und griechische Himmel ist deshalb sprichwörtlich geworden, und der Himmel an der Ostküste Spaniens übertrifft ihn vielleicht noch. Die Verteilung der jährlichen Bewölkung macht die Karte der Isonephen Europas ersichtlich (s. S. 100).

Der jährliche Gang der Bewölkung ist schon durch den des Regenfalls gegeben, die grösste Trübung fällt auf den Winter, die kleinste auf den Sommer. Aber selbst im Winter ist die Heiterkeit des Himmels und die Zahl der sonnigen Tage südlich von den Alpen viel grösser als im Norden derselben und der Alpenkamm bildet die ziemlich scharfe Grenze. Obgleich im Mittel-

meergebiet im Winter im allgemeinen viel mehr Niederschlag fällt als gleichzeitig in Deutschland, ist doch die Bewölkung eine viel kleinere. Abgesehen von der grössern Seltenheit bedeckter Tage ohne Regen und auf der Erde aufliegender Wolken (dem Nebel) fällt dort der Regen in kurzen heftigen Ergüssen und dann folgt wieder Sonnenschein. Landregen sind viel seltener als bei uns und werden dies nach Süden hin immer mehr. Wie Christ dies in einer Schilderung des Klimas von Lugano ausdrückt: „das Problem möglichst reichlicher Niederschläge bei einer möglichst grossen Zahl klarer Tage ist an den südlichen Abhängen der Alpen gelöst.“ Die mittlere Bewölkung von Lugano und Basel aus den gleichen 12 Jahrgängen gegenübergestellt zeigt den grossen Vorzug der Südseite der Alpen.

Mittlere Bewölkung:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	Min.
Basel	70 %	61 %	52 %	63 %	61 %	45 % Sept.
Lugano	47	49	45	46	47	39 Aug.

Während bei uns, in den Niederungen wenigstens, die Wintermonate eine mittlere Bewölkung zwischen 70 und 80 % haben, haben sie in Oberitalien nur eine Bewölkung von 50—60 %, im Sommer sinkt dieselbe auf 30 bis 40 %, in Süditalien auf 20—30 % herab. Athen hat ein Jahresmittel der Bewölkung von 17 %, November 27 %, Juli bis September bloss 10 %, Alexandrien Jahr 24 %, Dezember 40 %, Juni 10 %, Kairo Jahr 19 %, Januar, Februar 30 %, Juni 8 %.

Biskra am Nordrand der Sahara hat 264 heitere und nur 58 trübe Tage, der Juli hat 30 heitere Tage, der Sommer überhaupt 83 heitere und nur 5 trübe Tage.

Ueber die Feuchtigkeits- und Bewölkungsverhältnisse der iberischen Halbinsel hat Hellmann eine treffliche Monographie geliefert, der wir das Folgende entnehmen.

Die Zahl der Tage mit heiterm Himmel ist an der N- und NW-Küste 71 (selbst der August hat nur deren 7), an der SW-Küste 80, auf dem nördlichen innern Hochlande 100, auf den südlichen Hochebenen und an

der Ostküste 161. Die mittlere Bewölkung dieser Landesteile ist resp. 63, 55, 53 und 38%; im Juli sinkt in den letzteren die Bewölkung auf 15 bis 18% herab. Der grössten Heiterkeit des Himmels erfreuen sich die mittleren Ostküsten, namentlich die Gegend von Valencia (Jahresmittel 21%), Andalusien nebst Algarve und das mittlere Ebrobassin. Während Valentia 260 heitere Tage hat, Zaragoza 199, Granada und Ciudad Real 192, haben Bilbao und Oviedo deren nur 79 und 50. Was die Nebelbildung anbelangt, so ist bemerkenswert, dass an an der N- und NW-Küste das Maximum derselben auf den Sommer und Herbst fällt, in allen übrigen Teilen auf den Winter.

Die Haupteigentümlichkeit im jährlichen Gange der relativen Feuchtigkeit an den meisten Stationen der iberischen Halbinsel, vorzüglich den kontinental gelegenen, besteht in der Zunahme derselben im Mai. Dieser Rückschlag steht nicht vereinzelt da, er findet seine Analogie und Begründung in der gleichzeitigen Zunahme der Bewölkung, der Häufigkeit der Nebel, der Regenmenge und Gewitterfrequenz. Auch indirekt zeigt die Statistik der Wolkenformen die Häufigkeit der Gewitterregen im Mai an, denn die den Gewittern eigentümlichen Wolkenformen des Cumulus und Cumulostratus erreichen im Mai ihr Maximum.

Dieser Parallelismus im Gange der Hydrometeore tritt deutlich aus folgenden Zahlen hervor:

	Madrid					Campo Major				
	März	April	Mai	Juni	Juli	März	April	Mai	Juni	Juli
Gewittertage	0,6	1,3	**5,3**	4,8	3,2	0,4	1,1	**3,8**	3,2	1,1
Regenmenge	33	32	**45**	30	5	61	36	**57**	27	3
Rel. Feucht.	67	63	**65**	55	44	61	56	**58**	47	42
Bewölkung	43	42	**49**	34	19	47	50	**55**	37	24

An der oceanischen Südküste aber, dann auf den Inselgruppen der Azoren und Kanaren, wo die Gewitter im Winter ihr Maximum erreichen, zeigt sich die sekundäre Zunahme im Betrage der Hydrometeore im Mai nicht.

Die jährliche Schwankung der relativen Feuch-

tigkeit beträgt auf den Azoren nur 4—5 %, in Madrid und Campo Major erreicht sie ihr Maximum mit 42 und 40 %.

Interessant ist, dass, obgleich im Sommer die relative Feuchtigkeit von Lissabon landeinwärts bis Madrid um 20 % abnimmt, im Winter die Luft auf dem centralen Plateau der Sättigung näher ist als in Lissabon.

Um auch ein Bild von den so häufigen Dürreperioden auf der neukastilischen Ebene zu geben, die aber noch zahlreicher sind in den Provinzen Almeria, Murcia und Alicante, infolge welcher elementaren Unfälle diese Provinzen in den letzten Jahrzehnten furchtbar gelitten und viele Tausende von Einwohnern durch Auswanderung nach Algerien (besonders Oran und Umgebung) verloren haben und noch weiter verlieren, seien folgende Zahlen mitgeteilt. In den 8 Sommern 1867—1874 sank die mittlere Feuchtigkeit in Madrid 7mal 3 Tage, 5mal 4 Tage, 2mal 5 Tage, 6mal 6 Tage, 3mal 7 Tage hintereinander unter 35 %.

Im Sommer 1870 (dem trockensten der Periode 1860—1874) regnete es vom 10. März bis 30. Mai (80 Tage) nur 15,8 mm, am 30. Mai gab ein Gewitterregen 17,8 mm Wasser und von diesem Tage an bis zum 11. August (72 Tage) fiel kein Tropfen! Die mittlere relative Feuchtigkeit des Juli geht daher bis auf 32 % herab und das Beobachtungsjournal dieses Monats enthält Bemerkungen wie folgende: „Alles rings um Madrid ist verdorrt, jeder Grashalm zu Staub geworden, die Blätter fallen von den Bäumen, die Rinde derselben bekommt Risse und es fliesst der Saft aus.“ Nicht einmal durch Taufälle werden solche Dürreperioden etwas gemildert.

Zu allen Jahreszeiten, mit Ausnahme des Frühlings (wenigstens in der Periode 1860—1874) sind solche Dürreperioden vorgekommen.

Um Elche im Nordosten von Murcia liegt der einzige Dattelwald Europas, wo eine Fruchternte erzielt wird. Die Bedingung hierzu liegt nicht allein in der Temperatur, sondern hauptsächlich auch in den Regen- und Bewölkungsverhältnissen der SE-Küste Spaniens. M. Willkomm sagt darüber:

Das eigentliche regenarme Gebiet der Litoralsteppe ist der zu beiden Seiten des Segurathales gelegene, gegen Süden von dem Küstengebirge von Carthagena, gegen Westen von den Einöden ‚los despoblados‘ des oberen Segurathalbassins und gegen Norden von den Abhängen des kastilischen Tafellandes begrenzte Distrikt des Königreiches von Murcia. Hier vergehen oft drei, vier und mehr Jahre, ohne dass es ein einziges Mal anhaltend regnete. Selbst in

der Stadt Murcia, die doch in einem weiten mit Tausenden von Bäumen erfüllten und folglich stark ausdünstenden Thale liegt, gehört ein mehrere Stunden oder ein paar Tage anhaltendes Regenwetter zu den Seltenheiten, so dass von einem solchen ausserordentlichen Ereignisse wochenlang gesprochen wird. Nebel verhüllen dort das Himmelsgewölbe niemals, Wolken selten. Im allgemeinen prangt dasselbe, mit Ausnahme der hohen Sommermonate, wo sein Blau häufig durch einen dem ganzen südlicheren Spanien eigentümlichen Hitzedunst (die Calina) getrübt wird, in dem durchsichtigsten und prächtigsten Azur, weshalb Murcia in ganz Spanien ‚el reino serenissimo' genannt zu werden pflegt und wahrscheinlich diejenige Gegend Europas ist, welche den schönsten Himmel besitzt.

Temperaturverhältnisse. In den nachfolgenden Tabellen sind die mittleren Temperaturen des Jahres, der extremen Monate und des April und Oktober als den Repräsentanten des Frühlings und Herbstes für eine grössere Anzahl von Orten des Subtropengebietes zusammengestellt[1]). Mit dem Verlassen der Tropenzone treten wir in ein Temperaturgebiet ein, wo die jährliche Aenderung der Mitteltemperaturen schon so gross wird und die Extreme derselben an eine so bestimmte und gleichförmige Epoche gebunden sind, dass die Einschaltung von Uebergangsjahreszeiten zwischen den Extremen eine natürliche Berechtigung erhält. Die Einteilung des Jahres nach dem Temperaturgang in 4 Jahreszeiten kann in diesen Breiten zuweilen von Vorteil sein.

Aus der Temperatur des April und Oktober kann man beurteilen, ob in der betreffenden Gegend im Frühling ein rasches oder langsames Steigen und im Herbste ein langsames oder rasches Sinken der Wärme stattfindet. Wie man bemerken wird, bestehen in dieser Hinsicht in unseren Gebieten beträchtliche Unterschiede.

Tritt die niedrigste Monatstemperatur im Februar, oder die höchste erst im August ein, so sind diese Temperaturen mit einem Sternchen bezeichnet.

Aus den das Winterregengebiet im Süden begrenzenden Wüsten liegen keine ein ganzes Jahr umfassende Beobachtungen vor. Zur Ergänzung der Tabellen und

---

[1]) Die Temperaturmittel für Algerien konnten wir einer während des Druckes erschienenen Abhandlung von Angot entnehmen.

zur Beurteilung der Wärmeverhältnisse dieser Regionen folgen noch einige Resultate der meteorologischen Beobachtungen von G. Rohlfs, jenes Reisenden, der am meisten für die klimatische Erforschung des afrikanischen Wüstengebietes geleistet hat.

Temperaturmittel (Cels.).

Ort	N. Breite	L. v. Gr.	Seehöhe	Januar	April	Juli	Okt.	Jahr
S. Cruz (Teneriffa) . . .	28° 32′	16° 28′ W	—	17,6	19,6	25,4*	23,7	21,6
Madeira . .	32 38	16 55 „	25	15,9	17,1	22,7*	20,7	18,8
Mogador . .	31 30	9 45 „	17	16,4	19,7	22,4	20,9	19,7
Gibraltar . .	36 6	5 21 „	15	12,2	15,9	23,5*	18,2	17,3
Oran . .	35 44	0 39 „	50	9,9	15,2	24,6*	18,1	16,9
Algier . . .	36 48	3 3 E	20	12,1	16,3	25,0*	19,7	18,1
La Calle . .	36 54	8 26 „	30	10,9	15,4	25,2*	19,7	17,7
Tunis . . .	36 48	10 11 „	—	11,3	(18,1)	27,3*	(21,7)	19,6
Guelma . .	36 28	7 27 „	280	9,0	15,2	27,4*	18,0	17,2
Setif . . .	36 11	5 26 „	1090	4,2	10,9	24,9*	13,6	13,5
Aumale . .	36 9	3 41 „	910	6,1	12,2	26,9*	15,6	15,1
Medeah. . .	36 16	2 46 „	920	7,2	11,2	26,4	15,0	14,9
Mascara . .	35 26	0 8 „	630	9,7	15,3	27,0*	18,5	17,4
Tlemcen . .	34 53	1 18 W	830	8,3	14,0	25,3*	17,0	16,0
Geryville . .	33 45	1 10 E	1310	3,1	11,6	26,5	13,7	13,7
Laghuat . .	33 48	2 51 „	780	6,9	15,2	28,8	16,5	16,9
Biskra . . .	34 51	5 40 „	130	10,5	19,2	31,4	20,3	20,3
Batna . . .	35 32	6 10 „	1050	3,8	10,3	23,3	13,8	12,7
Tebessa . .	35 24	8 6 „	880	5,1	12,2	24,2	15,4	14,2
Malta (10) .	35 53	14 30 „	34	13,0*	15,9	26,2*	21,6	19,0
Larnaka . .	34 57	33 39 „	—	10,2*	17,4	29,4	22,8	20,2
Beirut (9). .	33 54	35 26 „	34	12,9	18,7	27,8*	24,2	20,6
Jerusalem. .	31 47	35 13 „	770	8,5*	14,5	24,5*	20,8	17,2
Alexandrien (12)	31 12	29 54 „	—	14,9	19,2	26,4*	23,9	20,8
Kairo . . .	29 59	31 18 „	29	12,1	21,0	29,0*	22,8	21,3
Kosseir (1) .	26 5	34 16 „	—	18,3	24,4	29,4	26,2	24,6
Dscheddah (2)	21 30	39 22 „	—	20,4*	26,0	31,0*	28,0	26,3
Maskat . . .	23 33	58 32 „	—	20,0	29,5	34,1	26,7	27,4
Buschir (5) .	28 59	50 49 „	—	13,9	22,1	31,4*	25,3	23,1
Bagdad . .	33 21	44 26 „	—	9,7	23,1	34,9	24,8	23,3
Mossul . . .	36 22	43 14 „	—	7,0	15,4	34,2	22,4	20,1

Ort	N. Breite	L. v. Gr.	Seehöhe	Januar	April	Juli	Okt.	Jahr
Azoren . .	38° 8'	26°35'W	37	13,8	15,2	22,0*	18,5	17,2
Lagos . . .	37 7	8 25 „	12	11,8	16,3	23,8	18,4	17,4
Lissabon . .	38 43	9 8 „	102	10,3	14,6	21,7*	16,9	15,6
Coimbra . .	40 13	8 26 „	—	9,6	13,1	20,9	16,2	14,8
Santiago . .	42 53	8 33 „	273	7,5	12,0	19,0*	13,6	12,9
Oviedo . . .	43 23	5 48 „	225	6,4	12,2	18,9	13,4	12,5
Campo Major	39 1	7 5 „	288	8,3	16,0	25,2*	16,4	16,3
Madrid . . .	40 25	3 41 „	655	4,9	12,7	24,5	13,6	13,5
Valladolid .	41 39	4 47 „	760	2,6	11,1	21,1	11,2	11,7
Zaragoza . .	41 38	0 53 „	184	5,2	14,4	25,8	14,7	15,0
Barcelona . .	41 22	2 10 E	15	8,9	14,1	26,0	18,1	16,9
Murcia . . .	37 59	1 8 W	43	9,3	15,7	26,1	18,0	17,0
Menorca . .	39 55	4 20 E	—	10,9	15,4	25,2	19,4	17,4
Montpellier .	43 37	3 53 „	60	5,6	14,0	24,3	15,0	14,4
Avignon . .	43 57	4 48 „	22	4,8	13,4	23,8	15,1	14,0
Marseille . .	43 18	5 22 „	45	6,4	12,5	22,1	15,5	14,3
Nizza . . .	43 41	7 6 „	20	8,4	14,5	23,9	17,0	15,7
Ajaccio . .	41 55	8 44 „	18	10,2	14,6	25,6	19,4	17,6
Palermo . .	38 7	13 25 „	72	11,0	15,4	25,4	19,8	17,9
Syracus . .	37 3	15 15 „	13	11,1	15,5	26,5*	20,2	18,2
Mailand . .	45 28	9 11 „	147	0,5	13,2	24,7	13,3	12,8
Turin . . .	45 4	7 41 „	275	0,2	12,4	23,2	12,4	12,0
Alessandria .	44 54	8 37 „	98	−0,3	12,9	24,1	12,7	12,3
Venedig . .	45 26	12 18 „	21	2,7	13,3	24,6	14,7	13,5
Modena . .	44 39	10 55 „	64	1,3	13,4	24,6	13,6	13,2
Bologna . .	44 30	11 29 „	85	2,0	13,7	25,5	14,7	13,8
Genua . . .	44 24	8 55 „	54	7,8	14,4	24,6	17,3	15,9
Florenz . .	43 46	11 14 „	73	5,0	13,8	25,1	15,3	14,6
Livorno . .	43 33	10 18 „	24	7,1	13,9	24,3	16,4	15,4
Urbino . . .	43 43	12 38 „	451	2,9	11,4	23,1	13,1	12,5
Ancona . .	43 37	13 31 „	30	5,5	14,4	26,3	16,8	15,6
Rom. . . .	41 54	12 29 „	50	6,7	13,9	24,8	16,3	15,3
Neapel . . .	40 52	14 15 „	149	8,2	13,9	24,3	17,0	15,9
Lecce . . .	40 22	18 12 „	72	8,7	15,1	25,7	18,2	17,0
Triest . . .	45 39	13 46 „	26	4,4	13,5	24,2	15,6	14,2
Fiume . . .	45 19	14 27 „	23	5,8	13,6	24,0	16,0	14,5
Pola . . .	44 52	13 51 „	32	5,8	13,7	24,9	16,7	15,0
Sesina . . .	43 11	16 27 „	23	8,8	14,9	25,2	18,4	16,6
Ragusa . . .	42 38	18 7 „	15	8,8	14,6	25,4	19,0	16,8
Valona . . .	40 27	19 30 „	10	9,2	15,4	25,3	18,6	17,0
Corfu . . .	39 37	19 56 „	30	10,2	15,5	26,3	19,8	17,8

Ort	N. Breite	L. v. Gr.	Seehöhe	Januar	April	Juli	Okt.	Jahr
Janina . . .	39° 37′	20°51′ E	478	4,1	13,5	23,9*	16,3	14,5
Patras . . .	38 15	21 37 „	17	9,4	15,6	26,6	19,9	17,6
Athen . . .	37 58	23 44 „	90	8,1	14,9	26,9	18,5	17,3
Konstantinopel	41 0	28 59 „	—	5,8	11,6	23,5*	16,3	14,1
Smyrna . .	38 26	27 10 „	—	8,2	14,6	26,7	18,7	16,9
Trapezunt . .	41 1	39 45 „	23	6,8	12,2	24,3*	18,5	15,5
Kutais . . .	42 16	42 42 „	140	4,6	13,8	24,4	16,7	14,6
Tiflis . . .	41 43	44 47 „	430	0,5	11,8	24,3	14,0	12,6
Baku . . .	40 22	49 50 „	0	3,4	11,1	25,8	16,6	14,3
Lenkoran . .	38 46	48 51 „	—20	2,8	12,0	25,4	16,2	14,4
Alexandropol	40 48	43 49 „	1470	—10,9	5,0	18,8*	8,2	5,4
Eriwan . . .	40 10	44 30 „	960	—10,9	13,8	26,7*	12,7	11,4

Monat	Temperatur (Celsius)					Relative Feuchtigkeit Mittel
	Sonnenaufgang	3^h m.	Mittel	Max.	Min.	
Ghadames 30° 10′ N. 390 m						
Juli . .	25,1°	38,4	31,8	43	20	27
August .	25,3	39,5	32,4	44	23	33
Murzuk 25° 54′ N. 503 m						
November	11,2	22,1	16,7	30	5	48
Dezember	3,7	17,5	10,6	21	—4	52
Januar .	1,8	17,4	9,6	24	—5	53
Februar	5,3	22,3	13,8	33	—4	36
März . .	14,9	30,4	22,7	36	10	32
Schimmedru (Oase Kauar) 18° 57′ N. 500 m						
Mai . .	28,2	48,0	38,1	53	20	—
Juni . .	30,8	42,4	36,6	50	26	28
Sokna 28° 55′ N. 334 m						
Februar .	12,2	21,5	17,4	30	7	41
Audjila 29° N. 41 m						
Mai . .	17,1	32,9	24,7	45	10	41
Kufra (Kebabo) 24½° N. 492 m						
August .	20,0	38,1	30,0	47	17	26
Septbr. .	20,5	37,9	29,1	43	16	33

Teisserenc de Bort gibt folgende Temperaturmittel für 2 Orte in der algerischen Sahara an:

	Januar	Juli		Januar	Juli
Laghuat 780 m	6,6	29,2	Tuggurt 60 m	10,2	34,5

Die aus den Winterregengebieten der alten Welt bekannten Jahresmittel der Temperatur (im Meeresniveau) liegen zwischen den Grenzen 13—14° und 27° (Maskat, wohl etwas zu hoch). In Bezug auf den jährlichen Gang der Wärme sind die Unterschiede sehr gross — der äusserste Westen hat ein rein oceanisches Klima, das zu den gleichmässigsten gehört, die wir ausserhalb der Tropen kennen; im Osten dagegen, namentlich in Mesopotamien herrscht schon ein rein kontinentales Klima. Die äussersten Gegensätze sind Funchal (Madeira) und Mogador, wo die Temperaturdifferenz der extremen Monate nur 6,8° und 6,0° beträgt, und Mesopotamien, wo sie auf 26° steigt (vom Hochland von Armenien abgesehen, wo die Jahresschwankung 30° überschreitet). Was den jährlichen Gang der Wärme anbelangt, so ist im grösseren Teile des ganzen Gebietes der Herbst viel wärmer als der Frühling, auf den Hochebenen ist der Unterschied am kleinsten (kommt der Frühling dem Herbst am nächsten), an den Küsten ist er am grössten. Gegenden, die sich durch einen besonders warmen Herbst und relativ kühlen Frühling auszeichnen, sind die Kanaren, Madeira, Algier, die dalmatinische Küste und fast der ganze Osten des Mittelmeerbeckens. Besonders auffallend tritt in dieser Beziehung Syrien und die ägyptische Küste hervor. Im Mittel von Larnaka (Cypern), Beirut, Jerusalem und Alexandrien ist der jährliche Wärmegang folgender (in Abweichungen vom Jahresmittel):

Dezember	—5,8	März	—5,0	Juni .	5,0	September	5,9
Januar .	—7,5	April	—2,3	Juli .	6,8	Oktober .	3,3
Febr. . .	—7,8	Mai	1,8	August	7,4	November	—1,8

Der September ist wärmer als der Juni, in Alexandrien und Larnaka kommt sogar die Oktobertemperatur fast gleich der des Juni, und der Oktober ist viel wärmer als der Mai. Die Temperaturmaxima des Jahres treten

zuweilen erst im Oktober ein[1]). Die Ursache dieses eigentümlichen Wärmeganges liegt in den Aenderungen der vorherrschenden Windrichtung, im Sommer herrschen kräftige kühle Seewinde aus N und NW, im Herbst werden südöstliche Landwinde häufiger.

Die relativ niedrige Sommertemperatur von Madeira, der Nordwestküste von Afrika und den Küsten von Portugal ist der kühlen von Norden kommenden Meeresströmung zuzuschreiben und an der Küste von Portugal zugleich den vorherrschenden N- und NW-Winden. Den Einfluss der kühlen See erkennen wir in den häufigeren Sommernebeln an der nordwestlichen Küste von Spanien sowie an den Nordwestküsten von Afrika. Rohlfs sagt in dieser Beziehung von Agadir, wo er im August verweilte: „Es ist auffallend, wie kalt das Klima im Agadir (über 1° südlich von Mogador) und der umliegenden Küste ist. Vor Mittag durchdringt die Sonne den dichten Nebel nie, und selbst in der Sonne ist es dann nicht übermässig warm. Die Einwohner versicherten, dass selbst im hohen Sommer diese aus dem Meere aufsteigenden Nebel selten vor Mittag zerstreut werden.“

Ein noch auffallenderes Beispiel einer ungewöhnlich niedrigen Sommertemperatur an der Küste unter ähnlichen Breiten infolge des Einflusses einer von Norden kommenden Strömung und eines kräftigen Seewindes infolge der Aspiration eines starkerwärmten Innenlandes werden wir in Kalifornien kennen lernen.

Das Mittelmeerbecken hat einen besonders milden Winter, welcher im Westen zum Teil durch das Hereinreichen des oceanischen Klimas, zum grossen Teil aber auch durch die hohe Wärme des Mittelmeeres im Winter erklärt werden muss. Das Mittelmeer erwärmt sich im Sommer viel stärker als der Ocean unter gleichen Breiten. Die Temperatur an der Oberfläche steigt auf 26—28°, namentlich im östlichen Becken. Die Abkühlung erfolgt aber nur sehr langsam und der Temperaturüberschuss des Wassers gegen die Luft ist im Winter beträchtlich.

---

[1]) So trat zu Alexandrien das absolute Temperaturmaximum der ganzen Beobachtungsreihe 39,5° am 11. Oktober 1877 ein.

Bei Palermo ist die Wasseroberfläche im Winter um 3,1°, im Sommer um 0,4°, im Jahresmittel um 1° wärmer als die Luft. Bei Lesina beträgt der Wärmeüberschuss im Winter 4,3°, im Jahr 0,3°, bei Corfu im Winter 2,8°, im Jahr 0,6°. Nicht anders wird es im östlichen Becken sein, von wo ähnliche Beobachtungen fehlen. Das Mittelmeer ist demnach eine beträchtliche Wärmequelle für seine Uferländer. Für einen Teil der Nordküsten, soweit er dem Südabfall der Alpen angehört, bietet dieses mächtige Gebirge einen Windschutz gegen die kalten nördlichen und nordöstlichen Kontinentalwinde, welcher örtlich ausserordentlich begünstigte Wintertemperaturen aufkommen lässt (der Januar ist zu Genua z. B. etwas wärmer als zu Livorno, 1° südlicher, und bedeutend wärmer als jener von Rom, 2½° südlicher). Eine solche Begünstigung infolge von Windschutz gegen Norden finden wir auch an der Südküste der Krim, welche einen exceptionell milden Winter hat gegen ihre Umgebung.

In den Breiten unterhalb 40° nimmt die mittlere Jahrestemperatur nach Osten in den Kontinent hinein nicht nur nicht ab, sondern sogar zu, denn wir befinden uns schon in jener Zone, wo das Festland temperaturerhöhend wirkt.

Zur Beurteilung der täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen, sowie der Veränderlichkeit der Temperatur mögen die folgenden Daten dienlich sein.

Das konstanteste Klima haben Madeira und die NW-Küste von Afrika. Zu Funchal sind die mittleren Jahresextreme 28,7° und 10,3°, durchschnittliche absolute Temperaturschwankung nur 18,4°, zu Mogador 27,8° und 11,9°, Differenz 15,9. (Auf der Hochebene von Spanien sind die täglichen Schwankungen so gross wie hier die jährlichen.)

Die mittlere tägliche Wärmeänderung beträgt in Funchal 4,7° und überschreitet in keinem Monat 5,3°. Der durchschnittliche Unterschied zwischen den absoluten Monatsextremen beträgt 9° und steigt nur in den Frühlingsmonaten auf 10,5° (August 7,6°). Es ist dies das wahre Musterbild eines gleichmässigen Klimas. Die Azoren

nähern sich demselben sehr; in anderer Beziehung steht dagegen ihr Klima weit zurück gegen jenes von Madeira, namentlich durch die heftigen Winde, welche vornehmlich im Winter herrschen; die Orangengärten müssen durch Mauern oder lebendige Hecken vor denselben geschützt werden. Die portugiesische Küste zeichnet sich auch noch durch grosse Gleichmässigkeit der Temperatur aus. Die mittleren Jahresextreme sind:

Azoren: Ponta Delgada 26,9°, 5,8; Angra 26,4, 6,7.

Küste von Portugal und der NW-Rand Spaniens: Lagos 35,4, 1,3°; Lissabon 35,7, 1,5; Coimbra 38,5, −0,3; Porto 34,6, 0,6; Santiago 35,5, −2,4; Oviedo 32,8, −3,7.

Die tägliche Wärmeschwankung beträgt auf den Azoren 5—6°, zu Lissabon 6—8°.

Das Innere der iberischen Halbinsel hat ungemein grosse Wärmeextreme im täglichen wie im jährlichen Gang. Die durchschnittliche tägliche Wärmeschwankung[1]) zu Madrid beträgt im Juli und August 17,1°, im Dezember und Januar noch 8,9°, im Jahresmittel 13,2°. Die Monatsschwankungen der Temperatur betragen im Winter durchschnittlich 20,8°, im Sommer 28,3° (die Temperatur sinkt durchschnittlich in jedem Sommermonat auf 9,7° herab und erhebt sich wieder auf 38°). Die durchschnittlichen absoluten Jahresextreme im Innern sind:

Campo Major 42,7, −1,6; Madrid 39,6, −6,9; Valladolid 38,1, −10,7; Huesca 36,9, −11,7; Zaragoza 41,6, −7,4; Murcia 41,4, −3,1°; Ciudad Real 41,8, −7,1; Granada 38,2, −2,6. Die absolute Jahresschwankung der Wärme erreicht demnach hier 40—50°.

Willkomm gibt folgende Schilderung des Klimas von Madrid und der spanischen Hochebenen überhaupt:

„Das Klima von Madrid (Seehöhe 655 m) und von Neukastilien überhaupt ist entsprechend der Plastik und Erhebung des Bodens ein entschieden kontinentales, ja eines der ausgeprägtesten Plateauklimate, welche es gibt. Im Sommer glühend heiss, im Winter empfindlich kalt und bloss im Herbst und Frühling angenehm, bietet es während aller Jahreszeiten rasche Temperaturwechsel von 20—30° C. dar und äussert dadurch einen sehr nachteiligen Einfluss auf alle, welche nicht daselbst geboren und aufgewachsen sind. Dazu gesellt sich die ausserordentliche Trockenheit der

[1]) Differenz der mittleren täglichen Extreme.

Atmosphäre, welche um so empfindlicher wirkt, als die Luft fast immer mehr oder weniger heftig bewegt zu sein pflegt. Der Himmel ist zwei Dritteile des Jahres hindurch wolkenlos und die jährliche Regenmenge sehr unbedeutend. Am meisten regnet es im Herbst und Frühling, im Sommer nur vorübergehend bei Gewittern. Im Winter schneit es häufig, doch bleibt der Schnee um Madrid und in den südlich davon sich ausbreitenden Ebenen nur auf Stunden liegen, während die hohen, gegen den iberischen Abhang hin gelegenen Plateaux fast jeden Winter mit tiefen Schneemassen bedeckt werden, welche oft tagelang die Kommunikation hemmen. Häufiger als Schneefälle sind starke Fröste, die sich schon zu Anfang des November einzustellen pflegen und oft tagelang anhalten, so dass dieselbe Gegend, welche im Sommer unter einer fast afrikanischen Glut schmachtet, infolge deren der Boden sich in tiefen Staub auflöst und Bäche und Flüsse vertrocknen, im Winter weit und breit vom Reife starrt und ihre stehenden Gewässer nicht selten mit einer dicken Eisdecke belegt erscheinen. Das grosse Wasserbassin im Buen-Retiro zu Madrid pflegt im Dezember und Januar regelmässig so stark zuzufrieren, dass darauf Schlittschuh gelaufen werden kann.

Von den ungemein empfindlichen Wärmewechseln auf diesem Plateau gibt schon folgender Fall einen Begriff. Als ich das erste Mal im Juli 1844 nach Madrid kam, war ein ungewöhnlich heisser Tag. Gegen Abend entlud sich ein heftiges Gewitter, infolge dessen die Temperatur von 29° auf 8° herabsank, so dass am folgenden Morgen jedermann den Mantel hervorsuchte. Allein schon um Mittag war das Thermometer wieder auf 20° gestiegen. Im Spätherbst, Winter und Frühling kommen solche Schwankungen auch ohne Gewitter häufig vor."

Die Südküste von Spanien hat dagegen wieder ein sehr limitiertes Klima, die mittleren Jahresextreme von Gibraltar sind 33,7° und 3,2, von St. Fernando (Cadix) 37,6 und 0,5°.

An der Nordküste von Algerien nimmt die Wintertemperatur nach Osten hin anfangs zu, dann wieder ab. Es hängt dies vielleicht damit zusammen, dass die Nordwinde, welche den mittleren Teil der algerischen Küste treffen, über die ganze Breite des Mittelmeeres vorher hinwegwehen müssen; im Westen wie im Osten haben sie einen mehr kontinentalen Charakter. Die Januartemperaturen einiger Orte an den Küsten sind[1]): Nemour (4 m) 11,0°, Oran (50) 9,9, Kap Caxine (40) 12,6, Algier (20) 12,1, Bougie (70) 11,6, Philippeville (60) 10,2,

[1]) Nach einer eben erschienenen Arbeit von Angot: Etude sur le climat de l'Algérie.

la Calle (30) 10,9. An der Küste sind die Temperaturschwankungen gering, doch liegen mir keine Daten darüber vor, im Innern dagegen sehr gross, wozu die Erhöhung des Landes noch das Ihrige beiträgt. In Biskra sind die mittleren Jahresextreme 45,0° und 4,4, doch sinkt am Boden selbst die Temperatur jedes Jahr zum und unter den Gefrierpunkt und Eisbildung kommt vor. Einige Wärme- und Kälteextreme aus der Sahara und der libyschen Wüste haben wir vorhin zusammengestellt. Die täglichen Wärmeschwankungen sind hier sehr gross. In Bir Milrha (314 m) fand Rohlfs eine tägliche Temperaturschwankung im Dezember von 24°, in der Oase Audjila im Mai 19,7°, in Kebabo (Kufra) im August 23,0° und im September 21,5°. Selbst wenn morgens Reif sich gebildet hat, kann die Temperatur nachmittags 30° erreichen und überschreiten.

Für Italien und Südfrankreich liegen mir nur sehr wenige Daten über die tägliche Wärmeschwankung und die mittleren Jahresextreme vor, zahlreichere dagegen von der dalmatinischen Küste und Griechenland. Martins gibt folgenden Vergleich der mittleren Jahresextreme, wie es scheint aus der gleichen Periode 1852/77 abgeleitet:

	Paris Stadt	Montpellier bot. Garten	Perpignan Stadt	Nizza
Mittleres Maximum	33,5	37,3	36,8	(31,0)
„ Minimum	—9,8	—9,2	—3,9	—0,9

In der Stadt Montpellier war das mittlere Minimum aber nur —6,9°.

Mailand 34,3, —9,7°; Alessandria 34,6, —10,9; Ancona 35,0, —3,5; Rom 35,0, —3,5; Palermo 39,7, 0,0; Malta 35,9, 6,1; Triest 32,5, —4,6; Fiume 33,0, —4,4; Lesina 32,9, —1,6; Ragusa 30,8, —0,9; Valona 35,3, —1,4; Corfu 35,0, 1,7; Janina 35,9, —8,0; Patras 37,2, —0,7; Athen 38,4, —1,8.

Im Innern der Balkanhalbinsel kommen ausserordentlich tiefe Winterminima vor, Gospic in Kroatien allerdings in 570 m Seehöhe hat die ausserordentlichen mittleren Extreme von 31,0° und —20,8°.

Ein Urteil über die relative Strenge, mit welcher der Winter Italien gelegentlich heimsuchen kann, gestatten

folgende absolute Minima, die sich grösstenteils auf die gleiche Epoche beziehen. Den tiefsten Wintertemperaturen ist die Sohle des Pothales ausgesetzt, wie wir schon früher erläutert haben.

Absolute Minima 1866—1880 [1]).

Lugano .	—11,0	Brescia	—10,8	Modena	—14,6	Urbino	—10,8
Riva * .	— 7,3	Mailand	—12,3	Bologna	—10,8	Ancona	— 4,6
Udine .	—11,0	Venedig *	— 8,9	Genua	— 4,8	Lesina	— 7,2
Görz . .	— 8,8	Pavia	—14,1	Porto Maurizio *	— 2,7	Rom	— 6,0
Triest .	—10,0	Turin	—15,5	Florenz	—11,0	Neapel	— 4,2
Fiume .	— 9,0	Alessandria	—17,7	Livorno *	— 5,8	Palermo	— 0,2

In Corfu war die niedrigste Temperatur während 11 Jahren 0,0, zu Ragusa in 19 Jahren —6,0°.

In der Poebene sinken die Winterminima auf —15 bis 17° herab, in Mittelitalien auf —6 bis —10°, in Neapel auf —4, in Sizilien kaum auf —2 bis —3°. Die absoluten Maxima liegen in Norditalien zwischen 35 und 37° und erreichen in Mittel- und Süditalien 40—41°.

Von den östlichen Teilen der Mittelmeerländer im weiteren Sinne führen wir zur Beurteilung der absoluten Grösse der mittleren Jahresschwankung der Wärme die folgenden Zahlen an:

Smyrna 39,6, —4,4°, Jerusalem 38,5 und 0,8°, Kairo 40,3 und 3,7°. Doch sinkt im Freien und in der Nähe des Bodens die Temperatur in Jerusalem wie in Kairo bis auf und unter den Gefrierpunkt herab; in der libyschen Wüste (im Sandmeer) beobachtete Jordan im Februar ein Minimum von —5°, das erste Eis wurde in Farafrah am Neujahrsmorgen beobachtet, in 12 Nächten sank die Temperatur unter Null.

In Mesopotamien sinkt die Temperatur im Winter bis —6° herab und steigt im Sommer auf 45—50°. Tiflis hat als mittlere Jahresextreme 37,6 und —12,1°, doch sinkt noch im Februar und März die Temperatur

[1]) Bei den mit * bezeichneten Stationen beziehen sich die Minima auf die kürzere Periode 1871—80; da aber der kalte Dezember 1879 und Januar 1880 eingeschlossen sind, dürfte dies die Vergleichbarkeit nicht stören.

zuweilen sehr tief, am 4. März 1874 bis — 17,3. Trapezunt dagegen hat die mittleren Extreme 30,0 und — 2,6°.

In das Gebiet der Subtropenzone fällt auch die Südgrenze des Schneefalls, über welche hier noch einiges bemerkt werden mag, soweit es die Mittelmeerländer betrifft.

In Madeira fällt der Schnee selbst in leichten Flocken nicht unterhalb 800 m, eine zusammenhängende Schneedecke kommt erst in Höhen über 1300 m vor. Auf den Azoren bleibt der Schnee zuweilen in Kesselthälern von 250—300 m Höhe liegen. In Marokko beobachtete Rohlfs einen Schneefall nahe der Küste südlich von 35° N. in geringer Seehöhe, es soll dort (in Uesan) jedes Jahr schneien, in Mogador ist jedoch noch kein Schneefall vorgekommen. Sehr häufig sind die Schneefälle auf dem iberischen Tafellande, selten dagegen an den Küsten, ausgenommen die Nordküste, wo Bilbao 7 Schneetage im Jahre zählt. In Oberitalien sind Schneefälle häufig, in Mittelitalien seltener, man zählt deren im Mittel etwa 4, in Rom bloss noch 1—2 Schneetage durchschnittlich im Jahr. In Süditalien sind Schneefälle noch seltener und der Schnee bleibt meist nicht liegen. Doch war selbst schon Palermo einen Tag über in Schnee gehüllt und dasselbe war auch schon der Fall zu Athen (z. B. Februar 1874). Man zählt dort drei Schneetage im Jahre, doch schmilzt er in der Regel gleich wieder. In Corfu rechnet man auf je 10—12 Jahre einen Schneefall. In Jerusalem sind starke Schneefälle keine Seltenheit, im Ost-Jordanlande sind schon Karawanen im Schnee zu Grunde gegangen. Doch liegt nahe der Südgrenze von Palästina auch die Aequatorialgrenze des Schneefalls. Im Westen dagegen schliesst dieselbe noch das ganze Atlasgebiet ein, auf den Hochebenen schneit es jeden Winter und der Schnee liegt oft über $^{1}/_{2}$ m hoch und bleibt mehrere Tage lang liegen. Noch in Ghardaja (32° N. Br.) lag nach Dureyrier im Winter 1857—58 einmal der Schnee 2 Tage lang. An der algerischen Küste dagegen ist Schneefall sehr selten, in Oran, dem kühlsten Punkt, zählt man einen Schneefall im Jahr (grösstenteils nach Fischer).

In den unteren Euphrat- und Tigrisländern wird Schnee nur ungemein selten gesehen (Reife dagegen sind bei kalten NW-Winden häufig), während er das Blachfeld Obermesopotamiens fast jährlich vorübergehend bedeckt. In den letzten 50 Jahren fiel in Untermesopotamien nur zweimal Schnee: Dezember 1860 und Januar 1834, da in Bagdad der Schnee einige Zoll hoch lag (Schläfli 1863).

Luftdruck- und Windverhältnisse. Das Winterregengebiet der alten Welt ist, wie die Subtropenzonen im allgemeinen, ein Gebiet hohen mittleren Luftdruckes. Die bemerkenswerteste Erscheinung in der örtlichen Verteilung des Luftdruckes ist das Barometermaximum, über dem Atlantischen Ocean zwischen 30 und 40° N Br., welches das ganze Jahr hindurch auf der linken Seite des Winterregengebietes bestehen bleibt. Es steht dasselbe jedenfalls in einem kausalen Verhältnis zu demselben, denn auch die andern Winterregengebiete der subtropischen Breiten liegen auf der rechten Seite der inselförmigen Area der Barometermaxima der subtropischen Oceane.

Es geht aber über dem Ocean- und noch mehr über dem Mittelmeergebiet selbst vom Winter zum Sommer eine bemerkenswerte Veränderung in der Verteilung des Luftdruckes vor sich. Das Barometermaximum über dem Ocean bleibt zwar das ganze Jahr hindurch bestehen, es hat aber im Sommer eine nördlichere Lage und grössere Intensität als im Winter. Nach dem Atlas des Atlantischen Oceans der deutschen Seewarte befindet sich das Centrum desselben im Februar unter 30° N. Br. und 35° W. L. v. Gr., westlich von den Kanaren, und wird umschlossen von der Isobare von 766 mm. Im August befindet sich dagegen das Centrum der Isobare von 766,6 mm etwas südöstlich von den Azoren unter 35° N. Br. und 32° W. L. Im Winter nimmt der Luftdruck von Madeira nach den Azoren hin etwas ab, im Sommer findet das Umgekehrte statt, wie die folgenden Barometermittel für die Monate des höchsten Luftdruckes dieser Gegenden zeigen. (Die Monate des niedrigsten Luftdruckes sind Mai und November.)

		Februar	Juli
Madeira	32½° N. Br.	765,4	765,0
Azoren	38° „ „	765,0	768,0

Erheblicher sind jedoch die Veränderungen in der Verteilung des Luftdruckes über dem Kontinent im Osten des Winterregengebietes. Es bildet sich hier im Winter ein anderes viel intensiveres Maximum des Luftdruckes aus, während zugleich auch im Norden wie im Süden des Mittelmeers der Luftdruck steigt, so dass über dem Mittelmeergebiet dann ein Trog niedrigeren Luftdruckes sich einstellt, ein barometrisches Depressionsgebiet, dessen Intensität, Lage und Form jedoch von Monat zu Monat Aenderungen unterliegt, die sich erst dann genauer werden charakterisieren lassen, wenn wir genauere und speciellere Isobarenkarten des Mittelmeergebietes besitzen werden.

Es ist kein Zweifel, dass das Mittelmeer, welches im Winterhalbjahr eine erheblich höhere Temperatur bewahrt als die umschliessenden Landmassen, bei der Entstehung dieser Barometerdepression selbst eine aktive Rolle spielt. Hoffmeyer hat für einige specielle Fälle gezeigt, wie die einzelnen Glieder des Mittelmeers, das westliche Becken, die Adria etc. bei einer im allgemeinen gleichförmigeren Verteilung des Luftdruckes die Tendenz haben, über sich ein Barometerminimum mit den dasselbe umkreisenden Winden zu erzeugen. Es ist dies nach früher Gesagtem auch leicht begreiflich. Auf diese Weise ist wohl das so weit von West nach Ost sich erstreckende Mittelmeer zugleich mit dem Schwarzen und dem Kaspischen Meere die Ursache, dass das Winterregengebiet der alten Welt eine so grosse Erstreckung nach Osten hin hat nnd so weit in den Kontinent eingreift. Doch darf man deshalb nicht übersehen, dass auch ohne Mittelmeer ein Winterregengebiet im westlichen Europa in den subtropischen Breiten sich finden würde, denn auch dann würde ein relatives Barometerminimum zwischen dem kontinentalen Barometermaximum über Asien im Osten und dem Oceanischen im Westen sich einstellen. Auch die Analogie mit den anderen Winterregengebieten

unter gleichen Breiten an den Westküsten der Kontinente spricht dafür.

Im Sommer ändern sich aber die Verhältnisse, namentlich soweit die Druckverteilung im Osten und Süden des Mittelmeergebietes in Betracht kommt. Die früher dort bestandenen Barometermaxima haben sich schon im Mai in Barometerminima verwandelt, von welchen das nordafrikanische (und später das westasiatische[1]) für unser Gebiet die grösste Wichtigkeit hat. Das ostasiatische Minimum nimmt auf dasselbe keinen Einfluss mehr. Da gleichzeitig das Barometermaximum im Westen über dem Atlantischen Ocean fortdauert, nach Norden vorrückt und an der Intensität etwas zunimmt, so entwickelt sich nun ein gleichmässiger Gradient für NW- und N-Winde über dem ganzen Gebiete, der bis in den September hinein andauert; im Oktober liegt jedoch über dem Mittelmeer schon wieder ein relatives Minimum. Das afrikanische Barometerminimum des Sommers scheint über dem Sudan zu beharren und trotz der grossen Erhitzung der Sahara und der libyschen Wüste nicht mit der Sonne weiter nach Norden zu wandern, denn es bleibt auch im Hochsommer das Wüstengebiet ein Gebiet nördlicher und nordöstlicher Winde. Andernfalls müssten im südlichen Teile der Wüste südliche Winde herrschen. Dieser Luftdruckverteilung entsprechend haben wir über dem Mittelmeergebiet und zwar hinauf bis zum und über den 45. Breitegrad vorherrschende nördliche Winde, die nach Süden an Beständigkeit zunehmen und in den eigentlichen Passat übergehen. Die örtliche Richtung dieser Winde, ob mehr nordwestlich, nördlich oder nordöstlich, wird durch die lokalen Besonderheiten der Luftdruckverteilung bestimmt. Hervorheben wollen wir jedoch, dass in Unterägypten wie in Syrien kräftige NNW- und NW-Winde im Hochsommer sich einstellen, welche die Temperaturzunahme sehr merklich verlangsamen und vermindern. Noch in den Oasen von Kufra ist nach den meteorologischen Beobachtungen von Rohlfs ihr

[1]) Das aber nur aus den Windverhältnissen erschlossen werden kann, da die Barometerbeobachtungen zu dessen Konstatierung nicht hinreichen.

Einfluss sehr kräftig. Wenn dann aber im Oktober der Luftdruck über dem Lande wieder steigt, über dem abnorm warmen östlichen Mittelmeerbecken dagegen sinkt, so stellen sich jene südöstlichen Winde ein, welche, wie wir früher erwähnten, den Uferländern des südlichen Mittelmeerbeckens einen so auffallend warmen Herbst bringen. Auch in Mesopotamien wehen im Sommer konstante aber leichte NW-Winde, die jedoch nicht mehr abkühlend wirken, wie in Unterägypten und Syrien.

Im Winterhalbjahr nun, wenn über dem Mittelmeer, wie oben erörtert wurde, ein Gebiet relativ niedrigen Luftdruckes sich befindet, wird dasselbe der Schauplatz des Vorüberganges oder der selbständigen Entwickelung zahlreicher Barometerminima und der dieselben begleitenden Cyklonen und Regengüsse. Die vorherrschenden Windrichtungen sind dann, wie dies bei der unregelmässigen Verteilung des Luftdruckes erklärlich, in den verschiedenen Gebieten sehr verschieden, an den nördlichen Ufern sind nördliche Winde häufig und wehen oft mit grosser Heftigkeit, an den Südküsten und noch landeinwärts sind dann starke südliche Winde häufiger; Sciroccostürme treten ein, heben den Staub der Wüsten in Massen in die höheren Schichten der Atmosphäre, der hierauf von den zuweilen nach Norden fortziehenden und selbst die Alpenkämme überschreitenden Cyklonen fortgeführt wird und unterwegs niederfällt [1]. Es ist jetzt so gut wie nachgewiesen, dass die Winter- und Frühlingsstürme Staub der Sahara namentlich über Süditalien, aber auch über Norditalien und die Alpenkämme ausstreuen. Hier tritt er dadurch, dass er den Schnee rot oder gelb färbt, noch viel auffallender hervor als im Süden.

Ein Gebiet niedrigen Luftdruckes ist im allgemeinen auch ein Gebiet aufsteigender Luftbewegung und damit auch häufigen Regenfalls und häufig auftretender Luftwirbel. Deshalb ist das Winterhalbjahr, wo diese Luft-

[1] Zum Beispiel am 23. und 24. Februar 1879, wo zwei Cyklonen, von der algerischen Sahara kommend, das Mittelmeer durchkreuzten und die Alpen überschritten, dort ungeheure Schneefälle (und Gewitter) erzeugten und überall gelben Staub fallen liessen.

druckverteilung über dem Mittelmeergebiet sich einstellt, die Regenzeit desselben. Es ist hier und vielleicht überhaupt noch nicht möglich, im Detail auf eine Erklärung der örtlichen Verschiedenheiten in Bezug auf Beginn und Dauer der Regenzeit einzutreten; die Isobarenkarten Buchans zeigen aber im allgemeinen eine Verschiebung des Barometerminimums von Süden nach Norden beim Uebergang vom Winter zum Frühling und Sommer, der die Wanderung der Regenzeiten nach Norden hin auch entspricht. Das über dem westlichen Mittelmeerbecken bestehende ausgeprägte Barometerminimum im Oktober und November entspricht der um diese Zeit sehr gleichmässig verbreiteten Regenzeit daselbst.

Dass im Sommer das ganze Mittelmeergebiet regenarm ist und der Regenfall von Norden nach Süden hin abnimmt, erklärt sich aus den dann herrschenden nördlichen Luftströmungen, die nach Süden hin an Beständigkeit zunehmen und unmerklich in das eigentliche Passatgebiet übergehen. Wir haben früher erörtert, dass, wenn über einem Gebiete an der Erdoberfläche ein gleichförmiger barischer Gradient besteht, dem eine gleichmässige Luftströmung entspricht, dies der Bildung lokaler Cyklonen und aufsteigender Luftbewegung hinderlich ist, womit auch die Ursachen des Regenfalls hinwegfallen. Dies ist nun im Sommerhalbjahr über dem Mittelmeergebiet der Fall. Und da das Barometerminimum den Sudan nicht verlässt, so bleibt auch die Sahara im Sommer regenlos, obgleich ihr Luft vom Mittelmeer zufliesst, die aber hier nicht zum Emporsteigen kommt. Es ist kein Zweifel, dass, wenn das Barometerminimum aus dem tropischen Afrika sich im Juli und August in die Sahara ziehen würde, daselbst Sommerregen, wenn auch vielleicht nur spärliche, eintreten würden. Solange aber eine Ursache fehlt, welche die Luft in Masse zum Emporsteigen zwingt, bringt auch die Seeluft keinen Niederschlag hervor, am wenigsten über einem so erhitzten Festland. Das Spiel aufsteigender und niedersinkender Luftpartikel über dem erhitzten Boden ist nicht mit einem aufsteigenden Luftstrom zu verwechseln.

Auch die regelmässigen Winterregen können in die Sahara nicht weit eingreifen, weil im Winter über derselben ein Gebiet hohen Luftdruckes sich einstellt, wie es scheint eine Zunge des oceanischen Maximums, welche das Barometerminimum des Mittelmeergebietes im Süden begrenzt. Die centrale Zone der Wüste wird dann Windstillen und schwache Winde haben, welche nach Süden hin in den Nordost-Passat übergehen; der Nordrand hat vorwiegend westliche Winde, die vom Ocean kommend, namentlich in den Atlasländern reichliche Winterniederschläge erzeugen können, während weiter im Osten, wo das Land weiter nach Süden zurücktritt und flach ist, die Winterniederschläge selbst an der Küste spärlich sind.

Die Beobachtungen von Rohlfs während der 5 Monate November bis März zu Murzuk, 25,9° N. Br., geben folgende prozentische Häufigkeit der Winde und Windstillen:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
8	5	6	2	4	5	11	8	51

also ein entschiedenes Vorwiegen der Windstillen.

Nordafrika, zwischen 17° und 30° N. Br., d. i. die Sahara und die libysche Wüste, sind also deshalb das ganze Jahr regenlos, oder doch äusserst regenarm, weil die Luftdruckverteilung zu keiner Jahreszeit eine allgemeine aufsteigende Luftbewegung oder die Bildung von Cyklonen begünstigt, welche ein Erfordernis zur Entstehung von Niederschlägen ist.

Die Wüsten, Halbwüsten und Steppen Vorder- und Mittelasiens haben im Sommer konstante nördliche Winde, die durch das Barometerminimum in Südasien und Innerasien hervorgerufen werden; aber auch im Winter herrschen östliche und nordöstliche Winde vor, da diese Länder südlich von jener Zunge hohen Luftdruckes liegen, die sich von dem grossen Barometermaximum des östlichen Asien, etwa unter dem 50. Breitegrad, nach Mitteleuropa herüber erstreckt, daselbst etwa bis zum 46. Breitegrad herabsteigt und eine Art Wetterscheide zwischen den nördlich und südlich davon gelegenen Ländern vorstellt [1]). Südlich von dieser Zunge höheren Luftdruckes

[1]) Siehe die später folgende Karte der Luftdruckverteilung im Januar.

erlangen die nördlichen Winde eine viel grössere Häufigkeit, als dies nördlich davon der Fall ist. Woeikoff hat zuerst auf dieses Verhältnis aufmerksam gemacht und die Linie, welche die Punkte relativ höchsten Luftdruckes unter den einzelnen Meridianen von 10—110° Ostlänge mit einander verbindet, die „Achse des Kontinents" genannt. Sie bildet eine Abgrenzung zwischen dem oceanischen Klima, d. h. dem Klima mit vorherrschenden westlichen oceanischen Winden im Norden und dem kontinentalen Klima mit vorherrschenden östlichen und nordöstlichen Landwinden im Süden.

Bemerkenswerte Lokalwinde der Mittelmeerländer. Der im Winter sich einstellende grosse Temperaturgegensatz zwischen dem warmen Mittelmeerbecken und den kalten schneebedeckten nördlichen Hinterländern verstärkt an manchen Stellen die nördlichen Winde bis zu furchtbarer Heftigkeit und vermehrt überhaupt deren Häufigkeit. Diese kalten, trockenen, in heftigen Stössen auf das Meer hinausstürzenden Landwinde führen im südlichen Frankreich den Namen Mistral, an der istrischen und dalmatinischen Küste den Namen Bora; ein Analogon der letzteren stellt sich ferner ein am Südwestfusse des Kaukasus bei Noworossisk.

Wenn durch die allgemeine Luftdruckverteilung, sei es durch ein rasches Steigen des Luftdruckes über West- und Mittelfrankreich auf der Rückseite einer Cyklone, sei es durch ein Sinken des Luftdruckes im Süden oder Südosten von Südfrankreich über letzterem nördliche Winde sich einstellen, so werden dieselben durch den oben erwähnten Temperaturgegensatz lokal verstärkt und treten als Mistral auf, der besonders im unteren Rhonethal häufig und heftig auftritt, da die kalte Luft hier einen natürlichen Abzugskanal vorfindet. Die Wirkung des Temperaturgegensatzes ist so aufzufassen, dass er über dem warmen Meere im Winterhalbjahr überhaupt eine Tendenz zur Bildung eines Barometerminimums hervorruft (die selbst im Jahresmittel sich noch angedeutet findet), während er umgekehrt über Mittelfrankreich die Bildung von Anticyklonen begünstigt; es erstreckt sich eine Zunge hohen

Luftdruckes von Mitteleuropa herüber. Sobald nun eine der oben erwähnten Ursachen einen allgemeinen nordsüdlichen Gradienten erzeugt, wird derselbe hier örtlich sehr verstärkt und die Luftmassen erhalten zwischen Mittelfrankreich und dem tyrrhenischen Meere ein vermehrtes Gefälle, welches die Ursache der hier besonders heftigen NW- und N-Winde ist.

Aber selbst wenn die täglichen Witterungskarten keinen Gradienten für Nordwind in diesen Gegenden erkennen lassen, sondern nur gleichförmig verteilten Luftdruck angeben, kann ein heftiger Mistral wehen, weil auf kleinere Entfernungen hin ein geringer Gradient, der in unseren Witterungskarten nicht mehr zum Ausdruck kommen kann und der Beobachtung überhaupt entgeht, heftige Winde, ja lokale Stürme zu erzeugen vermag[1]). Dieser geringe Gradient für Nordwind ist aber in Südfrankreich infolge der bestehenden Temperaturdifferenz zwischen Hinterland und Meer immer vorhanden, wenn die Isobarenkarten nicht gerade das Gegenteil zeigen. Daher die Häufigkeit der Nordwinde im Rhonethal und ihr leichtes Ausarten zu Stürmen, sobald die allgemeine Druckverteilung den Gradienten noch verstärkt. Im Frühjahr und Sommer erwärmt sich die Küstenebene Südfrankreichs, namentlich die Crau, die sogen. „französische Sahara", sehr stark, und der Temperaturgegensatz gegen das kühlere Hinterland, das Plateau der Cevennen, bleibt auch dann noch bestehen. Der Einfluss der Erwärmung der Küstenebene auf die Entstehung des Mistral zeigt sich dadurch deutlich, dass derselbe oft bei Nacht einlullt, am Morgen sich wieder erhebt und mit steigender Sonne an Heftigkeit zunimmt.

Der Mistral hat sein Verbreitungsgebiet von der Mündung des Ebro an bis in den innersten Golf von Genua, dasselbe beschränkt sich aber nur auf den Küstensaum, und es ist der Mistral in geringer Entfernung vom Lande nicht mehr zu spüren. In Katalonien und an der Küste von San Remo bis Genua ist er seltener und weniger heftig, am häufigsten und heftigsten tritt er aber in der Provence und Languedoc, namentlich im Delta der Rhone auf.

---

[1]) So ist z. B. für die oft stürmisch wehenden Seewinde der Gradient kaum nachweisbar.

Er ist oft so heftig, dass schwer gegen ihn anzukämpfen ist und dass Eisenbahnzüge von ihm umgeworfen werden. Man kann im Rhonethale und in der Gegend von Montpellier alle Bäume durch ihn nach SE gebogen sehen, und in der freien Ebene ist man genötigt, die Gärten durch hohe Wände dicht gepflanzter Cypressen gegen ihn zu schützen. Am meisten scheint Avignon dem Mistral ausgesetzt zu sein.

Wenn der Mistral weht, ist der Himmel fast immer blau und wolkenlos, die Luft sehr trocken, und der Gegensatz zwischen dem herrlichen Sonnenschein und der eisigen durchdringenden Kälte des Windes ist ein ganz merkwürdiger. Man kann annehmen, dass im Rhonethal jeder 2. Tag ein Mistraltag ist; in Marseille weht er an 175 Tagen des Jahres (Fischer).

Die „Bora" des Adriatischen Meeres entsteht aus den gleichen Ursachen wie der Mistral; an der istrischen und dalmatinischen Küste tritt aber das Gebirge dicht und mit einem Steilabfall an das Meer, und dadurch wird die Bora ein Fallwind, was der Mistral der französischen Küste nicht ist. Wenn im Südosten des Adriatischen Meeres sich ein Luftdruckminimum befindet, oder das Barometer über Mitteleuropa rasch steigt, so hat die Ostküste der Adria Bora; häufig weht gleichzeitig weiter im Süden z. B. noch auf Lesina der feuchte schwüle Scirocco (SE-Wind). Die Bora ist ein trockener, kalter, in kurzen, furchtbar heftigen Stössen (Refoli) wehender NNE-, NE- oder ENE-Wind. Das Gebiet derselben sind die adriatischen Küsten von Triest bis gegen Albanien hinab, doch verliert die Bora in der Breite von Lesina schon viel von ihrer Heftigkeit. Häufig ist während der Bora der Himmel bewölkt (Cirrostratusdecke) und der Wolkenzug zeigt südliche Winde in der Höhe an. Bei heiterem Wetter kündigt sich der Ausbruch der Bora durch die Bildung von Kumuluswolken über den Gebirgskämmen an, von denen bald darauf die Bora herabstürzt. Dieses Gewölk nimmt während des Wehens der Bora zu und bildet über dem Gebirgkamm eine dichte nach unten scharf horizontal abgeschnittene Wolkenbank, die erst mit der Bora wieder verschwindet. Am heftigsten wütet die Bora im Winterhalbjahr, wo sie oft Tage, ja Wochen hindurch andauert; im Sommerhalbjahr ist sie seltener und schwächer. Die schwächeren Formen der Bora führen den Namen

Borino. Am meisten der Bora ausgesetzt ist die Gegend von Triest, Fiume und Zengg. Eine instruktive Schilderung der Bora und der sie begleitenden Witterungserscheinungen hat Lorenz gegeben in seinem Buche über den Quarnero [1]; die Bora am Schwarzen Meere bei Noworossisk hat Baron Wrangel zum Gegenstand einer interessanten Studie gemacht (Rep. für Met. Tome V).

Den Gegensatz zur Bora bildet der Scirocco, womit im Gebiete der italienischen Zunge und jetzt auch darüber hinaus ein ungewöhnlich warmer südlicher Wind bezeichnet wird. Im allgemeinen, d. h. in dem allergrössten Teile seines Verbreitungsgebietes ist der Scirocco ein feuchter, schwüler, wolkenführender und regenbringender Wind, wie er an der Ostseite eines Barometerminimums überhaupt auftritt; er unterscheidet sich deshalb von den SE-, S- und SW-Winden Deutschlands, wenn sie mit höherer Wärme auftreten, nur durch den Namen, höchstens durch die höhere Feuchtigkeit und drückendere Schwüle, wie sie das südliche Meer voraus hat. Der Scirocco ist der charakteristische Wind der Regenzeit des Mittelmeergebietes, also des Winterhalbjahrs. Im Adriatischen Meer tritt er als SE auf, wie alle südlichen Winde daselbst, infolge der von NW nach SE gerichteten Längsachse der Adria und deren hohem östlichen Gebirgsrand. Sein Gegensatz ist der Maestro, der NW-Wind und Schönwetterwind, der hauptsächlich im Sommer und dann oft mit passatartiger Beständigkeit weht.

Sizilien und zum Teil auch Süditalien haben noch einen andern, von den oben charakterisierten sehr verschiedenen Scirocco; es ist dies ein heisser und dabei sehr trockener, heftiger und staubführender Wind. Er ist von sehr hohen Temperaturen (bis zu 35° noch um Mitternacht) begleitet, die Luft ist dunstig, der Himmel gelblich bis bleifarben, in schweren Dunst gehüllt, den die Sonne gar nicht oder kaum durchdringt. Menschen und Tiere leiden unter Mattigkeit, Beklemmung und Unlust zu jeder Thätigkeit. Er schädigt auch die Vegetation, indem die Blätter vertrocknen, sich zusam-

[1] Siehe auch Lorenz & Rothe, Lehrbuch der Klimatologie.

menrollen und abfallen; tritt er zur Blütezeit der Olive oder des Weinstockes ein, so kann die ganze Ernte verloren gehen. Kein Monat ist frei von ihm, und er tritt im Juli mit denselben charakteristischen Eigenschaften auf, wie etwa im Januar. Am häufigsten ist er im April und überhaupt im Frühling. In Palermo kann man auf 12 Sciroccostürme im Jahr rechnen. Die Richtung des Scirocco wechselt zwischen SE und SW. Er bringt keinen Regen, höchstens in einzelnen Tropfen oder als raschen heftigen Guss; sehr häufig aber schlägt sich mit oder ohne Regen ein feiner, meist rötlicher Staub nieder, der zum Teil lokaler Herkunft ist, in vielen Fällen aber aus der Sahara stammen dürfte (Fischer).

Den Scirocco Spaniens haben uns Willkomm und Hellmann geschildert; er wird dort „Leveche“ und bloss fälschlich in den Büchern Solano genannt, welcher Name nur einen Ostwind überhaupt bezeichnet, der für die ganze Ostküste auch der Regenwind ist. Den trockenen heissen Wind nennt man aber am allgemeinsten Leveche. Seine Richtung wechselt von SE bis SW; sein eigentliches Gebiet ist die Küste von Cabo de Gata bis zum Cabo de Nao, doch bestreicht er zuweilen, wenn auch schwächer, die Gestade bis jenseits Malaga. Landeinwärts reicht er nur 8—10 Meilen, so dass seine nördliche Grenze etwa durch die Städte Ronda, Antequera, Granada, Lorca, Murcia verläuft.

Der Leveche tritt meistens nicht plötzlich auf, man kann sein Herannahen an einem im Südhorizonte allmählich heraufrückenden Wolkenstreifen von E bis W, dessen Farbe bisweilen ins Gelbliche bis Braunrötliche überspielt, erkennen. Gleichzeitig tritt vollständige Windstille ein, das Meer liegt spiegelglatt da. Hat er die Küste selbst erreicht, so bricht er nicht mit einem einzigen grossen Kraftaufwande, sondern in einzelnen Stössen (ráfagas) herein, gibt sich sogleich als trockenheiss (sofocante bochorno) zu erkennen und führt meistens feinen Staub und Sand mit sich. Sofort erschlaffen Menschen und Tiere bei der Berührung mit diesem Gluthauch, es stellen sich heftige Kopfschmerzen ein und selbst dem gesundesten Eingeborenen „liegt es wie Blei in den Gliedern“. Der mitgeführte Staub dringt durch alle Oeffnungen ein und bedeckt die Kleider mit einer Unzahl von Flecken. Die Blätter der Pflanzen und Bäume krümmen sich zusammen, sind vollständig verdorrt und fallen nach einigen Tagen ab.

Das nur 25 Meilen von Afrika entfernte Almeria wird am häufigsten vom Leveche heimgesucht. Es wäre sehr wohl möglich, von der algerischen Küste aus telegraphisch zu warnen, um die Landleute Schutzmassregeln treffen zu lassen. Wie geringen Einfluss endlich die Passage übers Meer auf den Charakter des Windes hat, geht daraus hervor, dass er in Oran kaum stärker als im gegenüberliegenden Almeria auftritt (Hellmann).

Ein ähnlicher Wüstenwind, den man „Leste“ [1]) zu nennen pflegt, wird in Madeira beobachtet. Er tritt als NE bis SE im Winter, Frühling und Herbst, seltener im Sommer auf und langt noch so trocken auf dem circa 80 Meilen von der afrikanischen Küste entfernten Funchal an, dass die relative Feuchtigkeit bis unter 20% herabsinkt. Er führt feinen roten Staub mit sich. Auch noch auf den Kanaren macht sich zuweilen ein heisser trockener Ostwind bemerkbar.

Am intensivsten treten natürlich die Wüstenwinde auf dem Schauplatz ihres Urprungs selbst auf, d. i. in den Wüstengebieten Nordafrikas, Arabiens und Syriens. In Algerien, wie auch in Syrien und Arabien, werden sie meist Semum oder Samum genannt, in Aegypten Chamsin. Der Wüstensturm hebt schwere Staub- und Sandwolken auf, die Temperatur steigt bis 50° und darüber [2]). Der Horizont verschwindet in dickem Dunste, der Himmel ist verschleiert, die Sonne bleich und wirft keinen Schatten, die Atmosphäre staubig und glühend, nimmt eine gleichmässig rötliche Farbe an. Der aufgewirbelte Sand ist dabei (infolge der Reibung) oft sehr stark elektrisch geladen. Man hat dem Samum früher giftige Eigenschaften zugeschrieben, es ist aber wohl nur der hohe Grad der Hitze und Trockenheit, durch welche dieser Wüstenwind lebensgefährlich werden kann. Zu Bagdad treten die heissen Winde von Mai bis Ende September auf. Dr. Schläfli sagt darüber:

Wegen der grossen Tageshitze geht ihre Existenz am Tage fast unbemerkt vorüber. Kaum aber ist die Sonne mit ihren ver-

---

[1]) Es ist ein Ostwind, und da Osten im Portugiesischen und Spanischen Este heisst, vermutet Hellmann, dass ihn ein Franzose le „Este“ genannt hat, woraus dann „Leste“ entstanden ist.

[2]) Man hat schon 56° bei einem Sandsturm beobachtet; da der Wüstenboden sich auf 70° und darüber erhitzt, ist dies leicht erklärlich.

sengenden Strahlen im Westen untergetaucht, so erhebt sich an gewissen Tagen aus W oder SW ein warmer Wind, dessen Wellen von Minute zu Minute heisser zu werden scheinen. Das Thermometer steigt, nachdem es bei Sonnenuntergang auf vielleicht 38—40° gefallen, von neuem auf 42—45°, die Respiration wird peinlich, Nase und Mund trocken, immerwährendes Wassertrinken zum Bedürfnis, der Schlaf unmöglich. Nach einer Dauer von wenigen Minuten bis zu einigen Stunden hört die Glutströmung auf und macht erquickender Frische Platz.

Gewöhnlich zeigen sich die heissen Winde an 2—3 Abenden hintereinander, um dann wieder auf längere Zeit, oft über einen Monat ganz auszusetzen. Stets wehen sie in der durch bewölkten Himmel charakterisierten und „Buhrga" genannten Periode des Sommers (Ende Juli bis Anfang August). Zuweilen werden sie von aufgewirbelten Staub- und Sandmassen begleitet, ohne dass dies immer stattfindet.

Dr. Schläfli meint, dass die häufigen Todesfälle, die bei den durch einen solchen Samum überfallenen Karawanen oder Truppenabteilungen thatsächlich stattfinden, durch „Austrocknung" erfolgen.

Uebrigens hat auch Untermesopotamien und namentlich das Mündungsland des Euphrat und Tigris einen sehr feuchten SE und S, der vom Persischen Meerbusen heraufweht und dem feuchten Scirocco Italiens entspricht. Murphy sagt über dessen Auftreten zu Fâo:

Wir haben ferner (nach dem heissen Cham, Samum) den S-Wind, die grösste Geissel des Landes nach den Heuschrecken. Dieser Wind bringt stets eine ganz fabelhafte Feuchtigkeit während der Nächte; bei Tage nimmt die Hitze einen erstickenden Charakter an, wie man sie niemals in den heissen aber trockenen Wüstenländern erlebt. Die übermässige Feuchtigkeit beginnt nach Sonnenuntergang, sie wird so stark, so durchdringend, dass nichts, selbst die bestverwahrten Sachen, vor ihr geschützt sind; die Kondensation des Wasserdampfes ist so stark, dass die Dächer tropfen, als wenn es geregnet hätte. Am Morgen ist alles feucht, überschwemmt, und oft gelingt es der Sonne erst gegen Mittag, die feuchten Morgennebel zu durchdringen und die Erde aufzutrocknen.

In Maskat weht zwischen Mai und Mitte Juni öfter ein sengend heisser, mit Sand beladener Westwind aus der arabischen Wüste, die Temperatur steigt nicht selten bis 47°; dann setzt gewöhnlich der SE ein, ein abgelenkter Zweig des SW-Monsuns des Arabischen Meeres. Der letztere bringt viele Feuchtigkeit, und die Atmo-

sphäre wird von einer Art Nebel erfüllt. Die Temperatur sinkt dabei auf 30—32° zu grosser Erleichterung der Bewohner des Landes.

Dem Chamsin Aegyptens soll sein Name deshalb beigelegt worden sein, weil sein häufigstes Auftreten in eine Periode von 50 Tagen nach dem Frühlingsäquinoktium fällt. Um diese Zeit treten überhaupt die Südwinde häufiger auf, welche, wenn sie sehr heiss und trocken sind, Chamsin genannt werden. Selten erscheint der Chamsin schon im Februar und endet immer im Juni. In manchen Jahren weht er zu Kairo nach Pruner Bey nur viermal, in anderen an 16—20 Tagen, durchschnittlich aber an 11 Tagen. Seine Ankunft macht sich durch drückende Schwüle und sinkenden Luftdruck bemerklich. Während seines Wehens bedeckt sich der Himmel mit einem leichten Flor, einem dünnen, nebelartigen Schleier (Schläfli nennt denselben zu Bagdad „Hochstaub", v. Vivenot zu Palermo „nebelige Trübung"), welcher die Sonne matt und glanzlos erscheinen lässt. Der Chamsin beginnt gewöhnlich einige Stunden nach Sonnenaufgang, erreicht seine grösste Heftigkeit in den ersten Nachmittagsstunden und hört um die Zeit des Sonnenuntergangs auf. Die Temperatur steigt beim Wehen dieses Wüstenwindes ausserordentlich rasch, die Feuchtigkeit erreicht ihren niedrigsten Grad. In Kairo steigt die Temperatur bis zu 43° (selbst in der Stadt). Die Beobachtungen eines Chamsintages zu Kairo (vom 31. Mai 1857) mögen hier Platz finden:

	7^h a.m.	$10^h 30^m$	Mittag	2^h p.m.	9^h p.m.	11^h p.m.
Temperatur . .	25,6	38,2	39,8	40,9	35,1	33,0
Rel. Feuchtigkeit	54	19	12	15	13	19 %
Wind	still	SSW^3	SSW^2	SSW^3	still	still

Der Luftdruck war 2,4 mm unter dem Mittel, der Himmel heiter, die Sonne matt, wenig Staub. Am 14. Mai 1858 sank die Feuchtigkeit bei SW^3 und 38,1° C. auf 8% herab.

In Alexandrien beobachtete Pirona in 5 Jahren 102 Fälle von Chamsin; auf März bis Mai entfallen davon 68 ziemlich gleich verteilt, September bis November haben 13, davon der September 7. Der Chamsin weht hier

zumeist aus SSE bis S, die Feuchtigkeit ist schon bis zu 17% gesunken, die Temperatur bis 40,5° C. gestiegen. Er herrscht meist von Vormittag bis gegen Mittag oder selbst 3^h, seltener bis Abend. Die Luft wird während seines Wehens zuweilen schmutzig rotgelb.

Temperatur und Feuchtigkeitsverhältnisse einiger klimatischer Winterkurorte der Mittelmeerländer. Die besondere Begünstigung, deren sich die westlichen Mittelmeerländer in Bezug auf ihre Wintertemperatur im Gegensatz zu dem benachbarten Innern Europas erfreuen, ist Veranlassung, dass dieselben vielfach als Winterzufluchtsstätten aufgesucht werden. Es sind dies zunächst die tiefeingeschnittenen südlichen Alpenthäler, welche durch ihren fast absoluten Schutz gegen die kalten und trockenen Landwinde aus N und NE im Vereine mit ihrer südlichen Exposition als klimatische Oasen auftreten, und Temperaturen und Vegetationsverhältnisse darbieten, die man erst weit jenseits der vorliegenden relativ rauhen oberitalienischen Ebene, tiefer im Süden wieder findet; dann die gleichfalls windgeschützten und zugleich noch dem mildernden Einfluss eines warmen Meeres voll ausgesetzten Küsten des Ligurischen Meeres, einige Punkte der istrischen und dalmatinischen Küsten, die gleichfalls Windschutz gegen Norden und freien Zutritt der südlichen Seeluft gewähren, endlich die durch ihre schon tief südliche Lage und das zwischenliegende Meer ziemlich vollständig vor Kälte-Invasionen bewahrten Küsten Siziliens, Südspaniens und Algeriens. Das östliche Mittelmeerbecken ist den Einflüssen der kalten kontinentalen Luftströmungen und den Reaktionen des strengen Kontinentalklimas auf seine Nachbarschaft schon viel stärker ausgesetzt, so dass selbst abgesehen von den kulturellen und politischen Verhältnissen, die europäischen Küsten sich kaum mehr zu Winterzufluchtsstätten gut eignen würden. Erst die syrische und afrikanische Küste erlangen wieder in dieser Beziehung eine Bedeutung. Kairo hat neben seiner hohen Wintertemperatur noch eine klimatische Besonderheit, die keiner der andern Punkte der Mittelmeerländer, die als klimatische Kurorte aufgesucht

werden, mit ihm teilt, es ist dies die fast absolute Regenlosigkeit, grösste Heiterkeit des Himmels und die trockene Wüstenluft.

Die Trockenheit der Luft während des Winters zu Kairo ist indessen nicht so gross, als man vielleicht annehmen möchte; erst im April, Mai, Juni sinkt das Mittel auf 49—45 %, das Mittel von 2^h nachm. sogar auf 26 % herab. Die Feuchtigkeit des Nilthales wird bei der grossen Ruhe der Luft nicht weggeführt und es kommt daher die Wüstenluft der weiteren Umgebung in Kairo selbst nicht zur Geltung. Hingegen findet man die grösste Trockenheit dort, wo man sie nicht suchen würde, an der ligurischen Küste und namentlich in der Umgebung von Genua. Man muss in die Wüste gehen, um ähnliche Mittelwerte und Extreme der Trockenheit zu finden. Wenn man die täglichen meteorologischen Aufzeichnungen während des Winters zu Genua durchsieht, findet man häufig eine relative Feuchtigkeit unter 20 % bei N- und NE-Winden, während bei Windstille und SE-Wind die Feuchtigkeit sehr hoch ist. Die Beobachtungen zu Savona und Porto Maurizio zeigen dasselbe, San Remo scheint schon eine höhere und constantere Luftfeuchtigkeit zu haben. Die im Winter zu Genua fast beständig wehenden N-Winde sind die Ursache dieser grossen, ja erstaunlichen Lufttrockenheit. Ihre Häufigkeit erklärt sich aus dem grossen Temperaturunterschied zwischen der warmen ligurischen Küste und dem kalten Innenland hinter dem Gebirgszuge. Die Luft erwärmt sich rasch beim Herabsinken, wird dabei sehr trocken, ohne jedoch eine derartige Temperaturerhöhung bringen zu können, um als Nordföhn aufzutreten. Man findet auf S. 446 einen willkürlich herausgegriffenen Fall grosser Lufttrockenheit (13 %) zu Genua und S. Remo. Es kommt aber öfter sogar eine relative Feuchtigkeit von nur 8—9 % vor.

Auf gleichen Ursachen beruht die ziemlich grosse Lufttrockenheit des Winters zu Fiume (der Februar 1875 z. B. hatte ein Mittel von 47 %, der Dezember 1871 52 % etc.). Man sieht daraus, dass grosse Lufttrockenheit wohl verträglich ist mit grossen Regenmengen, denn Genua wie

1875	30. Januar			31. Januar			1. Februar		
	9	3	9	9	3	9	9	3	9
	Relative Feuchtigkeit								
S. Remo . . .	75	59	74	40	17	26	31	37	48
Genua . . .	69	62	62	38	13	25	33	40	44
	Windrichtung								
S. Remo . . .	NW	W	W	NE	NE	NE	NW	NE	NE
Genua . . .	—	—	N	N	N	NE	NW	NW	N
	Temperatur								
S. Remo . . .	9,7	11,7	10,0	11,4	11,3	9,9	8,9	11,3	10,5
Genua . . .	10,4	12,0	10,1	7,6	11,3	7,2	5,0	8,2	6,2

Am 30. morgens trüb, dann ganz heiter.

Fiume zeichnen sich dadurch besonders aus. Lugano, Villa Carlotta am Comosee, Riva haben zuweilen Nordföhn, trockene Nordwinde mit Temperaturerhöhung, doch sind diese Fälle zu selten, um eine grössere klimatische Bedeutung beanspruchen zu können, hingegen dürften vielleicht die grösseren Schwankungen der Feuchtigkeit in hygieinischer Beziehung in Betracht zu ziehen sein.

Mittlere relative Feuchtigkeit.

Ort	Beobachtungszeiten	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	Winter-Mittel Dez.-Febr.
Meran	(7^h 2^h 9^h)	77	80	79	76	67	78
Riva	(7„ 2„ 9„)	75	73	76	73	66	74
Görz	(7„ 2„ 9„)	76	74	76	71	64	74
Venedig	(9„ 3„ 9„)	78	80	82	77	74	80
Fiume	(7„ 2„ 9„)	71	69	66	66	63	67
Lesina	(7„ 2„ 9„)	71	68	68	69	65	68
Lugano	(7„ 1„ 9„)	77	78	80	74	69	77
Villa Carlotta . .	(?)	79	74	75	67	61	72
Genua	(9„ 3„ 9„)	59	57	58	57	58	57
Porto S. Maurizio	(9„ 3„ 9„)	62	60	54	60	62	58
Cannes	(9„ 2„ Mitt.)	71	72	71	74	73	72
Pau	(7„ 2„)	75	76	74	72	70	74
Neapel	(9„ 3„ 9„)	74	74	73	73	70	73
Palermo	(9„ 3„ 9„)	68	69	74	70	64	71
Algier	(?)	68	73	73	72	69	73
Madeira	(9„ 3„)	72	72	73	67	66	71
Kairo	(7„ 2„ 9„)	76	70	70	69	62	70

Was überhaupt zu einer richtigen vergleichenden Würdigung der verschiedenen klimatischen Kurorte noch gänzlich fehlt, ist die Berechnung der Veränderlichkeit der Temperatur und der Feuchtigkeit, ferner, was allerdings viel schwieriger ist, ein vergleichbares Mass der Stärke der Luftbewegung.

Die mittleren Temperaturen der Monate November bis März in der nachfolgenden Tabelle sind nach den besten Quellen zusammengestellt und zum Teil neu berechnet. Da die Temperatur von Malaga nicht sicher bestimmt scheint, haben wir dafür die Temperatur von

Uebersicht der mittleren Temperatur der Wintermonate einiger südlicher klimatischer Kurorte.

Ort	Breite	Seehöhe	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	Mittleres absolutes Minimum
Bozen	46° 30′	260	5,6	1,5	0,4	3,3	7,6	— 7,7
Meran	46 40	310	5,6	1,8	0,3	3,4	7,8	— 8,3
Riva	45 54	84	7,6	3,6	3,1	4,9	7,7	— 5,0
Görz	45 56	94	7,5	3,5	3,1	4,2	7,5	— 6,9
Venedig	45 26	21	7,8	3,6	2,7	4,7	7,9	— 6,0
Fiume (Abazzia)[1]	45 19	20	10,2	7,0	5,8	7,0	9,1	— 4,4
Lesina	43 11	20	13,6	9,6	8,8	9,3	11,1	— 1,6
Corfu	39 38	30	15,2	11,6	10,2	10.3	11,9	1,7
Montreux	46 26	385	5,3	1,6	0,9	2,3	5,1	—11,2
Lugano	46 0	275	6,1	2,3	1,8	3,4	6,5	— 8,5
Villa Carlotta	46 0	223	8,0	4,5	2,5	4,1	7,9	— 5,6
Genua (Nervi)	44 24	54	11,7	8,6	7,8	9,3	10,9	— 2,4
Porto S. Maurizio	43 53	63	11,8	8,9	8,3	9,5	10,8	—
S. Remo	43 50	20	11,8	8,8	8,4	9,7	10,8	—
Nizza	43 41	20	12,1	9,2	8,4	9,0	11,0	— 0,9
Cannes	43 32	—	11,5	8,6	8,9	9,3	10,6	— 0,7
Pau	43 17	207	8,8	6,3	5,7	6,9	9,0	— 6,5
Neapel	40 52	149	12,1	9,4	8,2	9,3	10,5	— 1,5
Palermo	38 7	72	15,5	12,3	11,0	11,5	12,8	3,0
Catania	37 30	31	15,4	12,1	10,9	11,5	12,9	2,2
Algier	36 47	22	15,8	12,6	12,1	12,6	13,9	3,6
Gibraltar (f. Malaga)	36 6	15	15,0	12,6	12,2	12,8	13,5	3,2
Madeira	32 28	25	18,4	16,7	16,2	16,1	16,0	9,0
Kairo	29 59	29	18,5	13,7	11,6	12,7	15,9	3,7

[1]) Abazzia liegt aber geschützter als Fiume.

Gibraltar in die Tabelle aufgenommen; der Wärmeunterschied beider Orte kann nicht erheblich sein, es stimmen auch in der That die für Malaga vorliegenden Temperatur-Mittel sehr nahe mit jenen von Gibraltar überein. Für Algier hat man bisher gänzlich falsche Temperatur-Mittel angenommen, welche namentlich eine viel zu hohe Wintertemperatur vorspiegelten. Die Mittel unserer Tabelle sind einer eben erschienenen Arbeit von Angot entnommen und beziehen sich auf die Periode 1860/79.

Wir haben uns ferner bemüht, für alle Orte auch die mittleren Winterminima der Temperatur aufzusuchen, d. i. jene Temperaturminima, die man mit grösster Wahrscheinlichkeit jeden Winter zu erwarten hat. Die absoluten Minima anzuführen hätte nur dann einen Wert, wenn von allen Orten die Beobachtungen aus einer sehr langen Reihe von Jahren und wo möglich auch aus der gleichen Periode vorliegen würden. Anderenfalls setzt man sich bei Vergleichungen der absoluten Minima leicht grossen Fehlschlüssen aus. Absolut strenge vergleichbar sind allerdings auch unsere mittleren Minima noch nicht, aber sie geben doch ein viel richtigeres Mass für die relative Strenge, mit welcher der Winter an den verschiedenen Orten auftritt.

Mittlere Monatsschwankungen der Temperatur.

Ort	Wintermittel	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März
Funchal	9,7	8,9	9,4	9,4	10,4	10,5
Gibraltar	14,2	13,9	14,9	13,3	14,4	15,4
Kairo	17,1	15,6	16,2	15,8	19,4	22,5
Pau	20,2	20,0	19,4	20,7	20,4	20,6
Cannes	16,3	17,4	16,0	15,4	17,5	17,0
Corfu	13,8	13,4	13,7	14,0	13,6	15,0
Lesina	13,9	14,1	14,6	14,0	13,0	14,0
Fiume	15,5	18,0	15,3	16,0	15,3	16,3
Venedig [1]	12,5	13,1	13,2	12,0	12,4	13,8
Görz	15,9	15,4	16,1	15,4	16,1	18,9
Riva	13,6	14,1	14,0	13,2	13,7	15,1
Meran	16,9	17,3	16,1	16,7	17,9	18,5

[1]) Dürften etwas zu klein sein.

Als Stellvertreter der wahren Veränderlichkeit der Temperatur (s. S. 18) haben wir die mittleren Wärmeschwankungen während eines Monats für einige der klimatischen Kurorte auf der vorigen Seite zusammengestellt; für die italienischen Orte fehlt bisher die Berechnung der mittleren Monatsextreme.

B. Klima von West- und Nordwesteuropa.

(Das atlantische Klimagebiet.)

Der Westen und Nordwesten Europas steht unter dem unmittelbarsten Einfluss des atlantischen Oceans, respektive der durch ihn bedingten Luftdruck- und Windverhältnisse. Er schliesst in sich die Länder: Frankreich (grösstenteils), Belgien und Holland, das nordwestliche Deutschland, Dänemark, die skandinavische Halbinsel und Grossbritannien mit Irland. Es gibt allerdings keine natürliche Abgrenzung dieses klimatischen Gebietes nach Osten hin gegen das schon zunehmend kontinentale Klima Mitteleuropas, da eine mächtige Gebirgskette fehlt, welche von SW nach NE in einiger Entfernung von den atlantischen Küsten verlaufend, eine solche natürliche Grenze bilden könnte. Nur in der skandinavischen Halbinsel ist eine solche Scheidewand in der That vorhanden und das nördliche Schweden hätte, wenn nicht die Ostsee es wieder vom Kontinent abtrennen würde, schon ein ziemlich kontinentales Klima; der klimatische Gegensatz gegen die norwegische Westküste bleibt trotzdem ein sehr schroffer. Allein die norwegischen Gebirge sind nicht imstande, den Einfluss der atlantischen Luftdruck- und Windverhältnisse auf das Klima des mittleren und nördlichen Schweden so weit auszuschliessen, dass wir es von dem atlantischen Klimagebiet abtrennen müssten. Von Frankreich müssen wir aber den südöstlichen Teil, im Süden und Südosten der Sevennen, von dem atlantischen Klimagebiet ausschliessen; derselbe gehört klimatisch schon den Mittelmeerländern an und ist deshalb auch schon im vorigen Abschnitt behandelt worden.

Der Einfluss des Oceans äussert sich in der Abschwächung aller Temperaturschwankungen, in der grossen Milderung der Winterkälte bei gleichzeitiger aber viel geringerer Erniedrigung der Sommerwärme, in der Erhaltung einer konstanten hohen Luftfeuchtigkeit, Erzeugung relativ reichlicher Niederschläge, welche hauptsächlich im Winterhalbjahr fallen (Herbst- und Winterregen), anhaltender starker Trübung des Himmels und anhaltend heftiger Luftbewegung, die im Winterhalbjahr zu fast konstant stürmischem Wetter ausartet. Alle diese Hauptcharakterzüge des oceanischen Klimas nehmen im allgemeinen von Süden nach Norden an Intensität zu und sind in höchster Entfaltung im Klima von West- und Nordschottland und der vorliegenden Inseln, sowie in jenem der norwegischen Westküste anzutreffen.

Nach Süden hin umfasst das atlantische Klima eigentlich auch noch den Nord- und Westrand der iberischen Halbinsel und geht in Portugal allmählich in das Subtropenklima über. Da es sich hier aber nur auf einen schmalen Küstensaum beschränkt, der weitaus überwiegende Teil der iberischen Halbinsel jedoch dem mediteranen Klimagebiet angehört, so haben wir das Klima der ganzen Halbinsel aus Gründen einer übersichtlicheren Darstellung schon im vorigen Abschnitt behandelt. Die klimatischen Provinzen gestatten ohnehin nie eine auch nur einigermassen scharfe Abgrenzung und wir ziehen es daher vor, die schon feststehenden natürlichen oder selbst politischen Landesgrenzen nach Möglichkeit auch den klimatischen Abgrenzungen zu Grunde zu legen, weil sonst eine kurze prägnante Bezeichnung und räumliche Fixierung der Klimagebiete unmöglich würde.

Die Temperaturverhältnisse des atlantischen Klimagebietes. Die nachfolgenden Tabellen enthalten von Süden nach Norden fortschreitend die wichtigsten Temperaturmittel einer grösseren Anzahl von Orten in W- und NW-Europa. Die Spärlichkeit der Angaben für Frankreich rührt davon her, dass uns in der That aus diesem Lande verlässliche Temperaturmittel nur von wenigen Orten vorliegen. Reichlich fliessen dagegen die Quellen der Tem-

peraturnachweise für den Nordwesten von Europa. Namentlich für Grossbritannien und Irland haben wir kürzlich von Herrn Buchan die Temperaturmittel von 330 Orten, durchgängig auf 24 Jahre (die Periode 1857—80) reduziert erhalten; es war geradezu eine peinliche Aufgabe, aus diesem Reichtum bloss die wenigen Daten unserer Tabelle auswählen zu müssen. Für Norwegen hat Mohn, für Schweden Rubenson verlässliche mehrjährige Temperaturmittel veröffentlicht.

Die mittlere Jahrestemperatur nimmt an den Westküsten Europas von 44° bis zum Polarkreis nur sehr langsam ab; unter 44° finden wir sie gleich 13°, noch unter 57½° im äussersten Westen Schottlands auf den Hebriden 9,5°, unter 62° auf den Faröern 6,3° und zwischen 65° und 67° N. an der Westküste Norwegens bei 4°. Hingegen nimmt sie nach Osten hin rasch ab und dies um so mehr, je weiter nördlich wir fortschreiten, besonders auf der skandinavischen Halbinsel z. B.

	Hebriden 57,7°	Aberdeen 57,2	Göteborg 47,7	Jönköping 57,8
Jahr . . .	9,5	7,9	6,9	5,9°
Kält. Mon.	6,0	2,9	−1,3	−2,0

d. i. auf 6 Längegrade eine Abnahme der Jahrestemperatur um 3½°, der Januartemperatur um 8°.

	North Unst 60,8° N.	Bergen 60,4° N.	Falun 60,6° N.
Jahr	7,2	6,9	3,7°
Kältester Monat .	3,9	0,8	−6,6

Der Längenunterschied zwischen North Unst und Falun ist nahe 9°.

Besonders auffallend ist, wie man sieht, die langsame Wärmeabnahme nach Norden und die rasche Wärmeabnahme nach Osten im Winter; ja an der Westküste selbst findet z. B. um diese Jahreszeit eine Wärmeabnahme nach Norden auf grosse Breitenunterschiede hin gar nicht statt, sondern vielfach eine Zunahme der Wärme. Man überzeugt sich davon, wenn man die Orte, welche dem vollen Einflusse des Oceans ausgesetzt sind, in dieser Hinsicht miteinander vergleicht.

Ort	Bordeaux	Brest	Scilly-I.	Valenzia	Hebriden	Thorshaven
Breite	44,8	48,4	49,9	51,9	57.7	62° N.
Temp. d. kält. Mts.	5,6	6,3	7,7	7,4	6,0	3,1°

Der Winter der Hebriden unter 58° ist noch etwas milder als jener von Bordeaux unter kaum 45°. Dagegen hat allerdings der Juli in Bordeaux eine Temperatur von 20,6°, jener der Hebriden nur 14,1° und der von Thorshaven nur 10,9°.

Schon aus diesen Daten ergibt sich, dass, je weiter wir an der Küste nach Norden gehen, desto geringer der Unterschied zwischen Winter- und Sommerwärme, die Grösse der jährlichen Wärmeschwankung werden muss.

Mittlere Temperatur in W- und NW-Europa.

Ort	N. Br.	Länge	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Toulouse.	43°37′	1°28′W	180	4,0[1]	11,4	21,4	13,4	12,6
S.Martin(Landes)	43 47	1 17 „	40	6,1[1]	12,0	19,8	13,9	12,9
Bordeaux	44 51	0 34 „	12	5,6[1]	12,7	20,6	13,2	12,8
Rochelle	46 9	1 10 „	23	3,0[1]	10,8	20,6	11,4	11,6
Brest	48 23	4 27 „	65	6,3[1]	11,0	17,9	12,3	11,7
S.Marie(Normd.)	49 22	1 14 „	32	5,0[1]	9,4	17,2	11,0	10,5
Le Puy.	45 3	3 52 E	713	0,3	9,6	19,2	10,6	9,5
Lyon	45 45	4 49 „	280	2,4	11,8	21,2	11,7	11,5
Dijon	47 19	5 2 „	230	2,2	11,4	20,8	10,8	10,5
Paris	48 50	2 20 „	34	2.0	9,7	18,3	9,8	10,3
Brüssel	50 51	4 22 „	57	2,0	9,0	18,0	10,4	9,9
Utrecht	52 5	5 8 „	13	1,5	9,4	18,4	10,4	9,9
Gröningen	53 15	6 35 „	15	0,8	8,3	18,1	10,0	9,4
Crefeld	51 20	6 35 „	45	0,8	8,7	18,2	9,8	9,3
Münster	51 58	7 37 „	63	1,2	8,7	17,5	10,2	9,3
Hannover	52 22	9 44 „	58	0,5	8,4	17,9	9,8	9,1
Hamburg	53 33	9 58 „	20	−0,4	7,6	17,3	8,9	8,5
Kiel.	54 19	10 9 „	4	0,4	7,2	17,0	9,4	8,3
Flensburg	54 47	9 26 „	5	0,6	7,1	17,2	9,3	8,3
Sylt.	54 53	8 22 „	11	1,2	6,9	16,8	8,3	8,4
Kopenhagen . . .	55 41	12 33 „	13	−0,4	5,7	16,6	8,2	7,4
Viborg	56 27	9 23 „	—	−0,6	6,0	16,0	7,5	7,2
Smidstrup.	57 23	9 54 „	—	−0,3	5.1	15.5	7,3	6.8

[1]) An diesen Orten fällt das niedrigste Monatmittel auf den Dezember.

Ort	N.Br.	Länge	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Guernsey . . .	49°28′	2°32′W	62	6,1	9,3	16,4*	12,4	10,8
Scilly	49 55	6 18 „	31	7,7	9,6	16,4*	12,6	11,5
Plymouth . . .	50 22	4 10 „	21	5,8	9,3	16,6	11,7	10,7
Brighton	50 49	0 8 „	63	4,1	8,8	17,2	11,3	10,4
London	51 33	0 7 „	37	3,5	9,6	17,9	10,7	10,3
Cambridge . . .	52 13	0°6′ E	12	3,7	9,2	17,6	10,7	10,2
Birmingham . .	52 28	1 54 W	104	2,9	8,6	16,7	9,3	9,3
Hull	53 45	0 20 „	2	3,1	7,6	15,8	9,2	8,8
Liverpool . . .	53 25	3 0 „	9	4,8	9,3	16,9	11,0	10,3
Calf of Man . .	54 2	4 51 „	79	5,9	8,0	14,8*	11,4	9,6
Edinburgh . . .	55 56	3 11 „	82	3,0	7,3	14,6	8,1	8,2
Rothesay	55 50	5 3 „	9	3,9	7,7	15,0	8,7	8,8
Aberdeen . . .	57 9	2 6 „	31	2,9	6,8	14,2	8,2	7,9
Thurso	58 36	3 31 „	15	3,1	6,8	13,5	8,1	7,9
Monach	57 32	7 38 „	6	5,7*	7,4	14,1	9,9	9,2
St. Kilda	57 49	8 34 „	11	6,4*	8,7	14,1	10,3	9,7
North Unst . .	60 51	0 53 „	50	3,9*	5,4	11,6	7,8	7,2
Thorshaven . .	62 2	6 44 „	9	3,1	4,9	10,9	6,7	6,3
Belfast	54 36	5 56 „	20	4,4	8,4	15,4	9,2	9,3
Dublin	53 22	6 21 „	48	4,7	8,6	15,4	9,8	9,5
Athlone	53 25	8 0 „	92	3,6	8,6	15,6	9,4	9,2
Valenzia	51 55	10 18 „	7	7,4	9,6	15,3	11,6	10,8
Mandal	58 7	7 27 E	17	−0,6	4,1	14,9	7,3	6,6
Skudesnes . . .	59 9	5 16 „	11	1,1*	4,4	14,1*	8,3	7,1
Bergen	60 24	5 20 „	15	0,8*	5,4	14,5	7,4	6,9
Aalesund . . .	62 29	6 9 „	10	1,2*	4,4	13,0	7,4	6,7
Brönö	65 28	12 14 „	11	−1,1	2,8	13,2	5,6	4,9
Bodö	67 17	14 24 „	10	−3,2*	1,7	12,5	3,8	3,6
Tromsö	69 39	18 58 „	12	−4,2	−0,1	11,5	2,0	2,2
Fruholm	71 6	23 59 „	16	−4,7	−0,9	9,9	2,5	1,9
Hammerfest . .	70 42	23 44 „	10	−5,2	0,0	11,8	1,6	1,9
Christiania . .	59 55	10 45 „	23	−5,1	3,8	16,5	5,5	5,2
Granheim . . .	61 6	8 58 „	381	−10,9	0,8	14,5	2,3	1,6
Dovre	62 5	9 8 „	643	−9,7	−0,9	11,1	0,2	0,3
Kalmar	56 40	16 21 „	—	−1,1*	4,5	16,8	7,9	6,8
Jönköping . . .	57 47	14 11 „	89	−2,0*	4,0	16,1	6,5	5,9
Göteborg	57 42	11 58 „	—	−1,3*	5,3	16,7	7,7	6,9
Wisby	57 39	18 19 „	12	−1.5*	3,4	15,8	7,7	6,3
Stockholm . . .	59 17	18 3 „	—	−3,7*	3,0	16,4	6,2	5,2

Ort	N. Br.	Länge	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Falun......	60°36'	15°37'E	126	−6,6*	2,3	16,2	4,5	3,7
Hernösand...	62 38	17 57 „	—	−7,4*	0,8	15,0	4,0	2,8
Umea......	63 50	20 17 „	—	−9,8*	−0,7	14,9	2,3	1,3
Haparanda...	65 51	24 11 „	—	−13,1*	−2,0	15,2	1,2	0,0
Ostersund...	63 11	14 42 „	312	−9,3	0,7	13,6	2,9	1,7
Jockmock...	66 36	19 50 „	282	−16,1	−1,4	14,4	−1,4	−1.6

Temperaturdifferenz der extremen Monate.

W-Küste Frankreichs	Küste d. Bretagne u. Normandie	Der äusserste Westen Englands u. Irlands	Faröer
unter 45°	49°	50—57½°	62°
15,4	12,0	8,3	7,8°

Unter 62° ist demnach die Jahresschwankung der Temperatur (durch die Wärmedifferenz der extremen Monate gemessen) nur halb so gross als an der Westküste Frankreichs unter 45°. In der Gegend der Faröer hat aber der mässigende Einfluss des warmen Nordatlantischen Oceans sein Maximum erreicht; an der Küste Norwegens finden wir eine etwas grössere Jahresschwankung, die sich nach Norden hin fast gleich bleibt: Mandal (58°) 15,5°, Bergen (60,4°) 13,7°, Tromsö (69,6°) 15,7°, Fruholm (71,1°) 14,6°.

Landeinwärts und nach Osten hin überhaupt nimmt die Jahresschwankung der Temperatur rasch zu, wie folgende Beispiele zeigen.

Brest 48,4°	Paris 48,8°	Valenzia 51,9°	London 51,6°
11,6	16,3	7,9	14,4°
Bergen 60,4°	Christiania 59,9°	Bodö 65.5°	Haparanda 65,8°
13,7	21,6	14.3	28,3°

Den auffallendsten Gegensatz der jährlichen Wärmeschwankung findet man natürlich zwischen der Westküste Norwegens und dem Innenlande jenseits der Gebirgskette.

Ein in mancher Beziehung sehr charakteristisches Mass für die jährliche Wärmeschwankung gewähren die Unterschiede der mittleren Jahresextreme. Leider konnte ich nur für eine geringe Zahl von Orten dieselben ab-

leiten, weil das Aufsuchen der Extreme in den Beobachtungsjournalen eine ungemein zeitraubende Arbeit ist.

St. Martin (Landes)	Brest	Paris	Brüssel	Hamburg	Kiel	Apenrade	Upsala
43° 47′	48° 23′	48° 50′	50° 51′	53° 37′	54° 19′	55° 2′	59° 49′
36,9	32,4	33,1	30,8	31,1	28,1	29,3	30,4
−6,6	−4,3	−10,0	−10,7	−12,4	−12,8	−13,9	−23,9
43,5	36,7	43,1	41,5	43,5	40,9	43,2	54,3

Greenwich	Dublin	Thorshaven	Sandösund	Skudesnes	Bergen	Aalesund	Christiansund
51° 28′	53° 22′	62°	59° 5′	59° 9′	60° 24′	62° 29′	63° 7′
31,3	24,7	18,4	25,9	22,4	26,2	22,2	22,5
−8,1	−5,1	−8,9	−14,2	−7,9	−11,1	−7,4	−9,0
39,4	29,8	27,3	40,1	30,3	37,3	29,6	31,5

Für Hammerfest (70° 42′ N. Br.) waren die mittleren Jahresextreme (1848—61) 24,0° und —14,2°, Jahresschwankung 38,2° (absolute Extreme 30,0° und — 20,0°), für Vardö 70° 22′ N. Br. (18 Jahre) 20,6° und — 16,5°, Jahresschwankung 37,1° (absolut 26,7° und — 21,8°).

Die absolute Jahresschwankung der Temperatur im reinen Seeklima des nordwestlichen Europa liegt zwischen 37° und 27° C., etwas weiter landeinwärts liegt sie schon zwischen 40° und 50°. Sandösund an der Ostküste des südlichen Norwegen mit 40° und Skudesnes in gleicher Breite an der Westküste mit 30° zeigen den Einfluss der direkten Exposition gegen die atlantischen Luftströmungen, ebenso Aalesund gegenüber Bergen, ersteres frei exponirt, letzteres durch Inseln gedeckt und im Hintergrund eines kleinen Fjords; die Maxima werden im letzteren Falle höher, aber auch die Minima tiefer. Sehr rasch nimmt die Jahresamplitude in Norwegen landeinwärts zu, Christiania hat schon 51° (30,6° und — 20,3°) und Granheim im Innern (380 m) sogar 57°, die mittleren Minima sinken hier auf —20° bis —30° herab, während aber die Sommermaxima höher sind als an den Küsten. Auffallend sind die geringen absoluten Minima im äussersten Norden Europas in Hammerfest und Vardö (—20° bis —22°), welche noch milder sind als jene von Paris und Brüssel (absolutes Minimum von Paris — 23,9°,

Dezember 1879, von Greenwich — 15,6°). Am frostfreiesten werden wohl jedenfalls die Scillyinseln, die äusserste Westküste Irlands und die Hebriden sein, es fehlen mir aber die Angaben über die Minimaltemperaturen dieser Lokalitäten. Im Innern Norwegens und Schwedens, namentlich aber in Finnmarken, sinkt die Temperatur gelegentlich bis auf —40° und darunter, die Maxima dagegen können 30° erreichen und sogar etwas überschreiten.

Wie die jährliche Wärmeschwankung, so ist auch die tägliche Temperaturänderung im Gebiet des Seeklimas im allgemeinen gering, und nimmt landeinwärts zu. Ein Mass dafür zu geben ist schwierig, weil die örtlichen Verschiedenheiten dieses Elementes sehr erheblich sind und der Raum uns hier eine grössere Anhäufung von Zahlennachweisen verbietet.

Der jährliche Wärmegang auf unserem Gebiete zeigt einige Eigentümlichkeiten. Im allgemeinen ist es Regel für die sogen. gemässigte Zone, dass die höchste Wärme auf den Juli, die niedrigste auf den Januar fällt. In den mittleren Breiten kommen nur im Gebiete des Seeklimas Ausnahmen davon vor, indem zufolge der nur langsamen Wärmeänderungen der grossen Wassermassen auch die Lufttemperatur der Inseln und Küsten ihr Minimum erst im Februar (zuweilen kommt sogar der März noch dem Februar gleich), ihr Maximum entsprechend auch erst im August erreichen — letzterer Fall ist aber seltener als der erstere. Der Februar ist der kälteste Monat an der norwegischen Küste, ferner auf den Hebriden und Shetlandinseln. Dass dies auch in Schweden noch der Fall ist, liegt wohl nicht darin, dass uns bloss 13jährige Mittel vorliegen, denn auch in den 35jährigen Mitteln von Upsala ist der Februar fast um einen halben Grad kälter als der Januar. Es ist der Einfluss der Ostsee, welcher hier die Verspätung der grössten Kälte bewirkt, die grösste Wärme hat jedoch der Juli.

Eine ganz eigentümliche sehr seltene Erscheinung ist das zu frühe Eintreten der grössten Winterkälte, schon im Dezember, wie uns dies die Tabelle für den Südwesten

und Westen Frankreichs überhaupt zeigt. Da die Temperaturmittel der 6 Orte (Toulouse bis St. Marie du Mont in der Normandie) aus den verschiedensten Jahrgängen stammen, ist an der Existenz dieser Anomalie im westlichen Frankreich kaum mehr zu zweifeln.

Eine Eigentümlichkeit des Seeklimas ist ferner das langsame Steigen der Wärme im Frühjahr und deren ebenso langsames Sinken im Herbst, also ein relativ kühles Frühjahr und ein warmer Herbst. Für beides findet man in den Temperaturtabellen Belege. In Paris steigt die Temperatur vom Januar zum April um 7,7°, in London um 6,1°, in Plymouth nur um 3,5°, auf den Scillyinseln gar nur um 1,9°, ähnlich zu Valenzia um 2,2°; die Apriltemperatur selbst jedoch ist an allen diesen Orten nahe die gleiche. Auf den Hebriden, den Shetlandsinseln und den Faröern ist der März noch kälter als der Januar und zwar um 0,5° bis 0,6°. Dass die ausserordentliche Begünstigung der Wintertemperatur der Küsten des nordwestlichen Europa dem warmen Wasser des Nordatlantischen Oceans im Vereine mit den streng vorherrschenden westlichen Winden verdankt wird, haben wir schon früher auf S. 130 von einem allgemeinen Standpunkte aus erörtert, und auch schon auf die abnorme Temperaturverteilung im Nordatlantischen Ocean hingewiesen. Das Meer ist in der Umgebung der britischen Inseln im Winter und selbst im Jahresmittel erheblich wärmer, im Sommer etwas kühler als die Lufttemperatur an den gleichen Orten. Im Norden und Westen von Schottland betragen diese Differenzen: Januar +3,5°, Juni —1,4°, Jahr +1,5°, an der Ostküste: Winter +2,8°, Juni —2,3°, Jahr +0,3°, in Thorshaven: Dezember +3,5°, Juli —1,1°, Jahr +1,4°. Die britischen Inseln stehen demnach im Winterhalbjahr unter dem Einfluss einer Warmwasserheizung, die der sie umspülende Atlantische Ocean liefert. Dasselbe gilt von NW-Frankreich und von den norwegischen Küsten.

Das Winterklima des nordwestlichen Frankreich, der Südküste von England und der Westküste von Irland wird dadurch zu einem wahrhaft subtropischen, wie einige sogleich folgende Temperaturvergleiche dies näher dar-

thun werden. Dem entspricht auch die Vegetation, welche in mancher Hinsicht einen subtropischen Charakter hat. In Brest gedeihen viele südliche Gewächse, die den Winter Montpelliers nicht vertragen. Die japanische Kamelie wächst in der ganzen Bretagne in freier Erde, in Brest sogar ohne jeden winterlichen Schutz; einige Exemplare sind dort zu wahren Bäumen geworden. Desgleichen gedeiht Yucca gloriosa [1]), zahlreiche Varietäten von Bambusen aus Japan und China in freier Erde, die Araucaria imbricata kann man in prachtvollen Exemplaren sehen, desgleichen riesige Feigenbäume. Mit den Früchten jedoch, welche eine Sommerwärme verlangen, sieht es schlecht aus; der Wein reift gar nicht, die Kirsche schwierig, Aprikosen und Mandeln blühen spät und reifen keine Früchte.

Auf den Kanalinseln blühen Magnolien, während Myrten, Fuchsien, Geranien und Kamelien zu Bäumen heranwachsen. Limonien und andere zarte Gewächse bleiben das ganze Jahr im Freien; Aloen und halbtropische Gewächse blühen und gedeihen an geschützten Plätzen; in Vallon auf Guernsey stehen prachtvolle Exemplare der Gunnera scabra Südamerikas.

In Irland noch (Tipperary) wird der Lorbeer bis zu 10 m hoch und bleibt ohne Schutz im Winter.

Die Fjorde Norwegens geniessen einen fast ebenso milden Winter wie die Küste, während ihnen zugleich eine viel höhere Sommerwärme und der Schutz vor den heftigen rauhen Seewinden zu gute kommen. So kommt es, dass im Drondheim-Fjord unter $63\frac{1}{2}°$ noch Aepfel, Birnen, Pflaumen, in guten Sommern sogar die Walnüsse zur Reife gelangen. Kirschen reifen im westlichen Norwegen noch unter 66° N., ausnahmsweise selbst 68°. Aepfel reifen noch bei Brönö unter $65\frac{1}{2}°$, der Varanger-Fjord unter 70° friert niemals zu, Gerste reift eben noch, Kiefer, Birke und Espe treten noch als Bäume auf [2]).

---

1) In E. Réclus Géographie universelle, IV. Bd., findet man ein Landschaftsbild von einer der Scillyinseln mit einer Allee von Yucca, die demselben einen halbtropischen Charakter geben.

2) Für den Hof Granheim (unter 61°, in 380 m Seehöhe) im Innern des südlichen Norwegen findet man bei Schübler folgende vieljährige Mittelzahlen: Letzter Frost 8. Mai, erster 28. September, erster Reif 17. September, Laubfall 27. September, erster Schnee 7. Oktober. Die Erdbeere reift am 9. Juli.

Im nachfolgenden haben wir zum Vergleich mit den klimatischen Winterkurorten der Mittelmeerländer die Temperaturen einiger englischer Winterzufluchtsorte zusammengestellt. Leider konnten wir die mittleren Kälteextreme nicht beifügen[1]):

Wintertemperatur an der englischen S- und W-Küste.

Ort	N. Br.	Seehöhe m	Nov.	Dezbr.	Jan.	Febr.	März
Osborne, Wight, N-Küste .	50°45′	52	6,9°	5,1°	4,4°	5,2°	6,2°
Ventnor, Wight, S-Küste .	50 35	46	7,9	6,2	5,4	5,9	6,8
Torquay, Devon, S-Küste .	50 28	—	8,9	7,5	6,3	7,2	8,3
Helston, Cornwall, S-Küste	50 7	32	9,0	7,7	7,2	7,8	8,2
Jersey, Kanalinseln	49 12	15	8,6	6,7	5,8	6,3	7,3
Barnstaple, Devon, N-Küste	51 5	13	7,5	5,9	5,7	6,3	7,2
Llandudno, Carnavon . . .	53 21	30	7,2	5,8	5,4	5,8	6,5

Die Januartemperatur der Insel Wight und der Südküste von Devonshire rivalisiert mit jener von Riva, Görz und Fiume; die von Helston kommt jener von Genua nahe, die der Scillyinseln kommt ihr sogar gleich. Jersey gleicht Fiume, Barnstaple und Llandudno (unter 53° N.) gleichen Pau in Bezug auf die Temperatur des kältesten Monats. Ventnor auf der Südküste der Insel Wight, verglichen mit Osborne, zeigt uns den Einfluss des Windschutzes unter einer Steilküste; dieses Element ist natürlich noch einflussreicher in Bezug auf die physiologische Wärme oder das Temperaturgefühl; Orte, die der thermometrischen Wärme nach im Nachteil gegen andere zu sein scheinen, können ihnen weit voraus sein als klimatische Winterzufluchtsstätten, wenn sie den Vorteil grösseren Windschutzes geniessen, der allerdings auch vielfach mit jenem einer südlichen Exposition zusammenfällt.

Verglichen mit den kälteren Inlandstationen haben die Orte der Südküste Englands auch noch den Vorteil geringerer Trübung des Himmels im Winter; jene Nebel und Wolken, die der warme Seewind erst im Kontakt mit dem kälteren Lande erzeugt, fehlen hier (Buchan).

1) Für Ventnor lassen sich nach einem eben erschienenen Buch von Whitehead folgende mittlere Extreme ableiten: Max. 26,0, Min. —3,4; in vielen Wintern sinkt die Temperatur gar nicht unter den Gefrierpunkt.

Man darf aber natürlich das Winterklima nicht allein nach der mittleren Temperatur beurteilen, ein Hauptfaktor ist zunächst auch die direkte Sonnenstrahlung und die allgemeine Lichtfülle, die unter einem wolkenfreien Himmel herrscht. In dieser Beziehung stehen natürlich die Winterrefugien an der englischen Süd- und Westküste jenen des mediterranen Klimas weit nach. Die ersteren haben, wie aus dem Nachfolgenden allgemein hervorgehen wird, ein stürmisches, feuchtes, regnerisches und fast stets trübes Wetter, die letzteren zeichnen sich fast in allen Stücken durch das Gegenteil aus. Wenn auch die Regenmenge des Winters an den englischen Südküsten nicht grösser ist als an manchen Punkten des Mittelmeergebietes, welche als klimatische Kurorte gelten, so ist doch ein Regentag im Süden weit verschieden von einem Regentag im Norden, dort fällt der Regen in kurzen aber heftigen Güssen, hier nieselt es meist den ganzen Tag hindurch. Der Regen an sich ist ein günstiger klimatischer Faktor, er wäscht die Luft aus, reinigt und erfrischt sie, und wird nur hinderlich, wenn er lange dauert und die Zeit des Sonnenscheins wesentlich verkürzt. Dies ist aber im Süden nur in den selteneren Fällen im Winter der Fall, hingegen im Norden die Regel.

Als Beispiel dieser Verschiedenheiten und als lehrreichen Beleg dafür, dass man das Klima nicht nach der Mittelwärme der Luft allein beurteilen darf, stellen wir zwei Orte, die in Bezug auf die Mitteltemperatur des kältesten Monats übereinstimmen, sonst aber selbst in Bezug auf das Winterklima himmelweit verschieden sind, nebeneinander; es sind dies die Orte Riva am Gardasee unter 45,9° und Thorshaven auf den Faröern unter 62° N. (Görz stimmt gleichfalls mit Thorshaven in Bezug auf die Temperatur des kältesten Monats überein, Venedig ist kälter).

	Temp.		Mittl. Monatsschwkg. der Temperatur		Bewölkung		Tage m. Niederschlägen	
	Riva	Thorsh.	Riva	Thorsh.	Riva	Thorsh.	Riva	Thorsh.
Dezbr.	3,6°	3,2°	14,0	12,4	4,5	7,4	6,9	25,9
Januar	3,1*	3,4	13,2	15,5	4,2	7,2	6,6	26,6
Febr.	4,9	3,1*	13,7	16,6	4,4	7,0	6,2	22,9
Winter	3,9	3,2	13,6	14,8	4,4	7,2	19,7	75,4

In Bezug auf die mittleren Wärmeverhältnisse, ja selbst auf die Temperaturschwankungen stehen sich Riva und Thorshaven im Winter ungemein nahe[1]), auch die mittleren Winterminima sind nicht viel verschieden (Riva für 7^h a. m. —5,0°, Thorshaven wahre Extreme —8,9°). [Allerdings kommt in Thorshaven der März noch dem Februar gleich, in Riva ist er dagegen schon um nahe 5° wärmer; hier hört die Vergleichbarkeit der Temperaturverhältnisse auf.] Welcher Unterschied jedoch in der Bewölkung und der Zahl der Regentage! Thorshaven reicht schon fast in die Polarnacht hinein, die um die Wintermitte sich um Mittag nur 5° über den Horizont erhebende Sonne wird wohl höchst selten die dort ständig lagernden Wolkenmassen durchdringen: Riva dagegen erfreut sich einer hochstehenden selten verhüllten Wintersonne (4mal in 10 Jahren war die mittlere Bewölkung des Dezember bloss 10 bis 20%, also gleich dem Mittel von Kairo) und der Effekt der strahlenden Wärme ist deshalb sehr gross, während er in Thorshaven ganz fehlt. Zonen, die auf die mittlere Luftwärme gegründet sind, können also grosse Gegensätze der klimatischen Temperatur aufweisen.

Die Regenverhältnisse des westlichen Europa werden durch die folgenden Tabellen repräsentiert, soweit es sich um die jährliche Periode der Niederschläge handelt. Der Regenfall in den einzelnen Monaten ist wieder in Prozenten der Jahressumme ausgedrückt worden, die mittlere Grösse der letzteren selbst ist in Centimetern angegeben. Diese Mittel gestatten natürlich bloss eine sehr oberflächliche Beurteilung der mittleren Niederschlagsmenge der betreffenden Länder.

Die erste Tabelle zeigt die Regenverteilung über das Jahr in Westeuropa von Frankreich bis Dänemark hinauf; der Südosten Frankreichs gehört schon dem Mediterrangebiet an, es sind aber doch die Regenverhältnisse im unteren Rhonethal zur Beurteilung der Uebergänge in

1) Die Wärmeschwankungen würden ganz gleich ausfallen, wenn in Riva die Extreme dem Maximum-Minimum-Thermometer entnommen wären, wie in Thorshaven.

das atlantische Regengebiet wieder mit aufgenommen worden.

Regenverteilung im Westen und Nordwesten Europas.

	Frankreich						Nordseeländer			
	Unteres Rhonethal	Landes- und West-Pyren.	Der mittlere Westen[1]	Central-frankreich	Der Norden ohne Küste	NW. Küstenzone, Brest-Fécamp	Belgien mit Pas de Calais	Holländische und deutsche Nordseeküste	Schleswig-Holstein	Dänemark
Orte	(10)	(10)	(14)	(20)	(15)	(10)	(10)	(25)	(19)	(12)
Dezember	7	8	8	7	8	10	8	8	9	8
Januar	7	8	9	6	8	10	8	7	7	7
Februar	6	7	7	6	6	7	6	6	6	7
März	7	10*	7	7	7	7	7	7	5	6
April	8	8	7	7	7	6	7	6	6	5
Mai	10*	11*	9*	10*	10*	8	8	8	7	6
Juni	6	9	8	10*	9	6	9	9	9	9
Juli	5	5	7	8	9	7	9	10	9	10
August	6	6	7	9	9	7	10*	11*	11	11
September	13	8	10	10	9	9	9	10	13*	12*
Oktober	14*	11*	11*	11*	10*	12*	10*	9	9	10
November	11	9	10	9	8	11	9	9	9	9
Jahressumme	87	114	66	71	62	78	68	67	65	60

Ganz Frankreich hat, mit Ausnahme der nordwestlichen Küstenzone, Mairegen und Oktoberregen; die letzteren repräsentieren aber zusammen mit den September- und Novemberregen die Hauptregenzeit. Im Innern des Landes werden die Sommerregen reichlicher und die Winterregen nehmen dafür ab. Der äusserste Südwesten von Frankreich hat zudem noch ein drittes Maximum des Regenfalls im März, dagegen ist der Juli der trockenste Monat; wir haben hier einen Uebergang zu den Regenverhältnissen Südeuropas mit trockenem Sommer. Im übrigen Frankreich, den Südwesten ausgenom-

[1] Zwischen Poitiers, Rochelle, Bordeaux, Agen.

	England m. Wal.					Norwegen			Schweden	
	Mittlerer und östl. Distrikt	Westlicher Distrikt	Irland	Schottland	Faröer, Thorshaven	Westküste 58°—69°	Ostküste und Inland 59°—63°	Alten u. Sydvaranger 69°—70°	Südl. Teil 56°—60°	Nördl. Teil 60°—66°
Orte	77	78	9	68	1	10	5	2	19	9
Dez.	8	10	10	11	11*	10	7	9	7	7
Jan.	9*	11*	11*	11*	11	9	7	5	7	6
Febr.	6	7	7	8	9	8	8	6	5	5
März	6	7	8	7	9	7	6	5	5	5
April	6	6	6	6	8	6	4	5	6	5
Mai	7	6	7	5	6	5	6	4	7	7
Juni	9	8	8	7	5	6	9	8	10	9
Juli	9	7	7	8	7	7	12*	17*	11	12
Aug.	10	9	9	9	6	8	11	14	13*	14*
Sept.	10	9	8	8	7	12	12*	9	10	11
Okt.	11*	11*	10*	11*	11*	12*	10	10	10	10
Nov.	9	9	9	9	10	10	8	8	9	9
Jahress.	—	—	—	—	181	115	46	31	—	—

men, ist der Vorfrühling die trockenste Jahreszeit, doch verteilt sich der Regen schon recht gleichmässig über das Jahr. Das nordwestliche Küstengebiet Frankreichs, die Bretagne und die Normandie umfassend, hat, von dem übrigen Frankreich abweichend, auch Winterregen, die Monate Oktober bis Januar incl. bilden eine zusammenhängende Regenzeit; April und Juni sind die trockensten Monate. Seine Fortsetzung findet dieses Regengebiet auf den britischen Inseln. An der unteren Seine muss der Uebergang von diesen Herbst- und Winterregen zu der gleichmässigeren, zu Sommerregen hinneigenden Regenverteilung des Innern schon in geringer Entfernung von der Küste stattfinden, denn Paris hat schon eine ganz andere Regenverteilung als Rouen und Fécamp (Pariser Mittel aus 2 Reihen mit Versailles).

Regenverteilung in Prozenten:
a) Paris. b) Seinemündung.

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
a)	7	7	5	7	8	10	10	10	9	10	9	8
b)	9	9	6	7	7	9	7	8	8	10	11	9

Differenz: Seinemündung—Paris:
Winter + 5 Frühling — 2 Sommer — 6 Herbst + 3

Die Küstenländer der Nordsee, das nordöstliche Frankreich mit Belgien, NW-Deutschland und Dänemark, zeigen den Uebergang von den Herbst- zu den Sommerregen; die erstere Gruppe hat noch August- und Oktoberregen, in der anderen bilden schon Juli bis September eine zusammenhängende Regenzeit, das Maximum fällt bald auf den August, bald auf den September. Am trockensten sind März und April.

Jenseits des Kanals und der Nordsee auf den britischen Inseln und deren Umgebung finden wir Herbst- und Winterregen und zwar in vollster Entwickelung im Westen und Norden der Inselgruppe. Das mittlere und östliche England selbst hat dagegen einen regenreicheren Sommer und weniger Niederschläge im Winter, der Regenverteilung in Belgien und Holland sich nähernd. Dagegen hat der Westen mit Irland und ganz Schottland zwei Maxima im Oktober und im Januar; die Monate April und Mai sind hier die trockensten des Jahres. Auf den Faröern endlich haben die Winterregen noch zugenommen, die Sommerregen abgenommen, die trockensten Monate sind Mai und Juni.

Die Westküste Norwegens hat von Süden bis zum 70. Breitegrad hinauf eine gleichförmige Regenverteilung [1]), die jener der Faröer ähnlich ist, nur tritt das Herbstmaximum entschiedener hervor, die Winterniederschläge bleiben dagegen zurück. Die trockensten Monate sind April, Mai und Juni. Auf der Ostseite des Gebirges dagegen treffen wir auf der skandinavischen Halbinsel eine Verbindung von Sommer- und Herbstregen, eine Regenzeit, die von Juli bis Oktober anhält, der Winter

[1]) Eine Trennung der Stationen in zwei Gruppen von 56—63° N. und 65—69° N. zeigte dies so entschieden, dass ein Mittelwert genommen wurde.

wird nach Osten und Norden hin trockener. Im südöstlichen Norwegen sind März, April und Mai die trockensten Monate, im Norden und weiter nach Osten die Monate Februar bis April. In Schweden ist mit Ausnahme der etwas stärkeren Herbstregen die Regenverteilung schon entsprechend dem kontinentalen Typus, den wir bald kennen lernen werden.

Wenn wir die Regenverteilung in allen bisher behandelten Teilen von Europa und Nordafrika überblicken, so muss uns die Beständigkeit der Oktoberregen auffallen, die vom 30. bis zum 70. Breitegrad hinauf in gleichförmigster Weise sich einstellen. Kein anderer Monat hat eine so beharrlich hohe Regenmenge, als der Oktober.

Was die Verteilung der Regenmengen anbelangt, so kann darüber nur eine flüchtige Uebersicht gegeben werden. In Frankreich sind die regenreichsten Gebiete der westliche Abhang der Pyrenäen mit 120—200 cm, ferner das mittlere Rhonethal (Joyeuse 128 cm) und das französische Alpengebiet. Sonst hält sich der durchschnittliche Regenfall zwischen 60 und 80 cm, an den Küsten der Nordsee beträgt er durchschnittlich 60—70 cm. Den mittlern Regenfall über Dänemark gibt P. de la Cour zu 60 cm an, er nimmt von West nach Osten hin ab: Westküste Jütlands 67 cm, Inneres 63, Ostküste und Fünen 60, Seeland, Laaland und Falster 59, Bornholm 58 cm.

Für Schweden findet Rubenson eine mittlere Regenmenge von 57 cm, die Regenmenge nimmt nach Norden hin ab: Götaland Westküste 72, Inneres 55, Ostküste 43 cm, Svealand und Norrland (ohne Norbotten) 51 cm, Norbotten 41 cm.

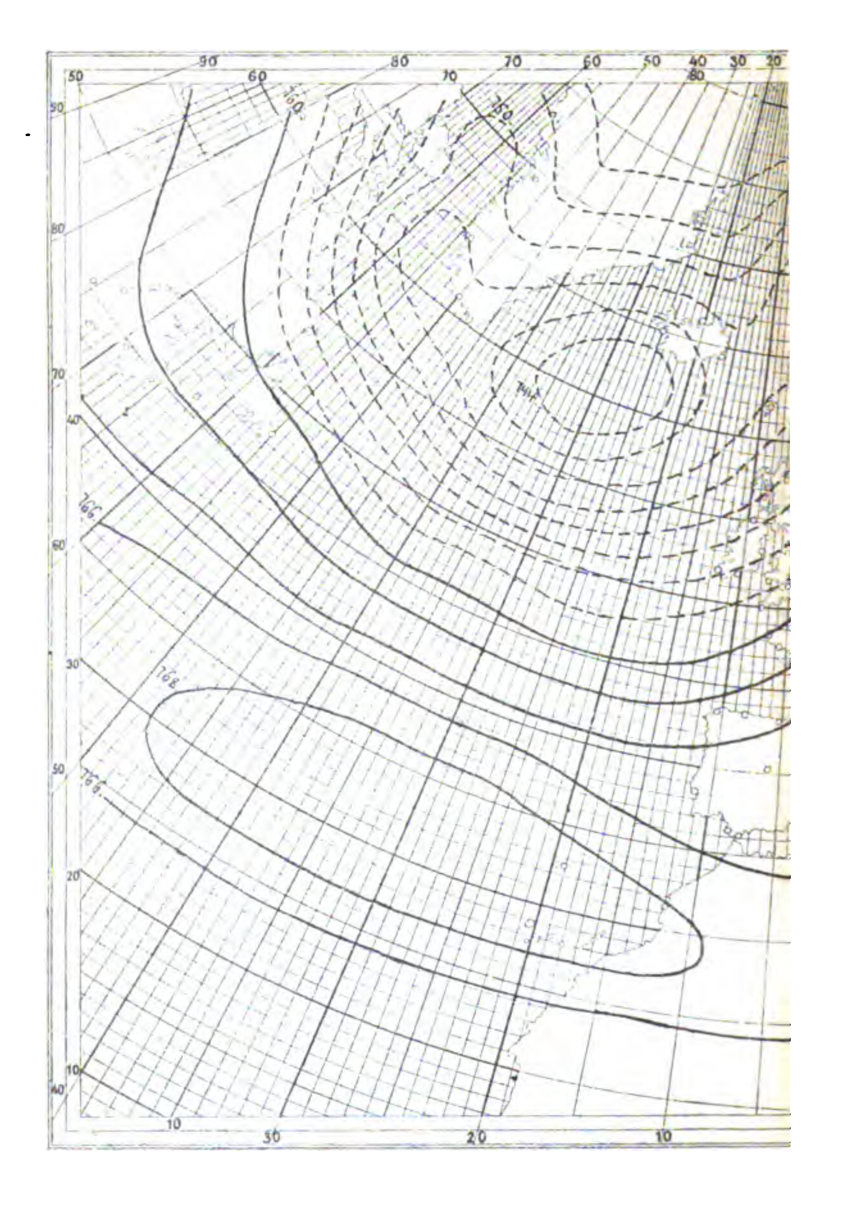
Sehr grosse Verschiedenheiten des jährlichen Regenfalls finden sich in Norwegen, die mittlere Westküste ist am regenreichsten, das Innere unmittelbar im Windschutz des Gebirges am regenärmsten. Die südliche Westküste zwischen 58 und 63° N. Br. hat 100—180 cm Regenfall, um 61° N. wird das Maximum erreicht (Bergen 172 cm, dagegen Ullensvang landeinwärts am Fjord nur 102; Florö 177, Domsten 180 cm), nach Norden nimmt

die Regenmenge bis auf 80—90 cm ab (Tromsö hat aber noch 91), den Lofoten gibt Mohn eine mittlere Niederschlagsmenge von 100—150 cm; die im Hintergrunde der nördlichsten Fjorde liegenden Stationen (Alten und Sydvaranger) haben nur 30—35 cm Niederschlag. Sandösund an der Ostküste hat 57 (Skudesnäs unter gleicher Breite gegenüber an der Westküste 116), Christiania 58, im Innern aber, gerade hinter dem regenreichsten Gebiet der Westküste, nur 3—4 Längegrade östlicher trifft man die ausserordentlich geringen Niederschlagsmengen von 30—40 cm (Leirdal 32).

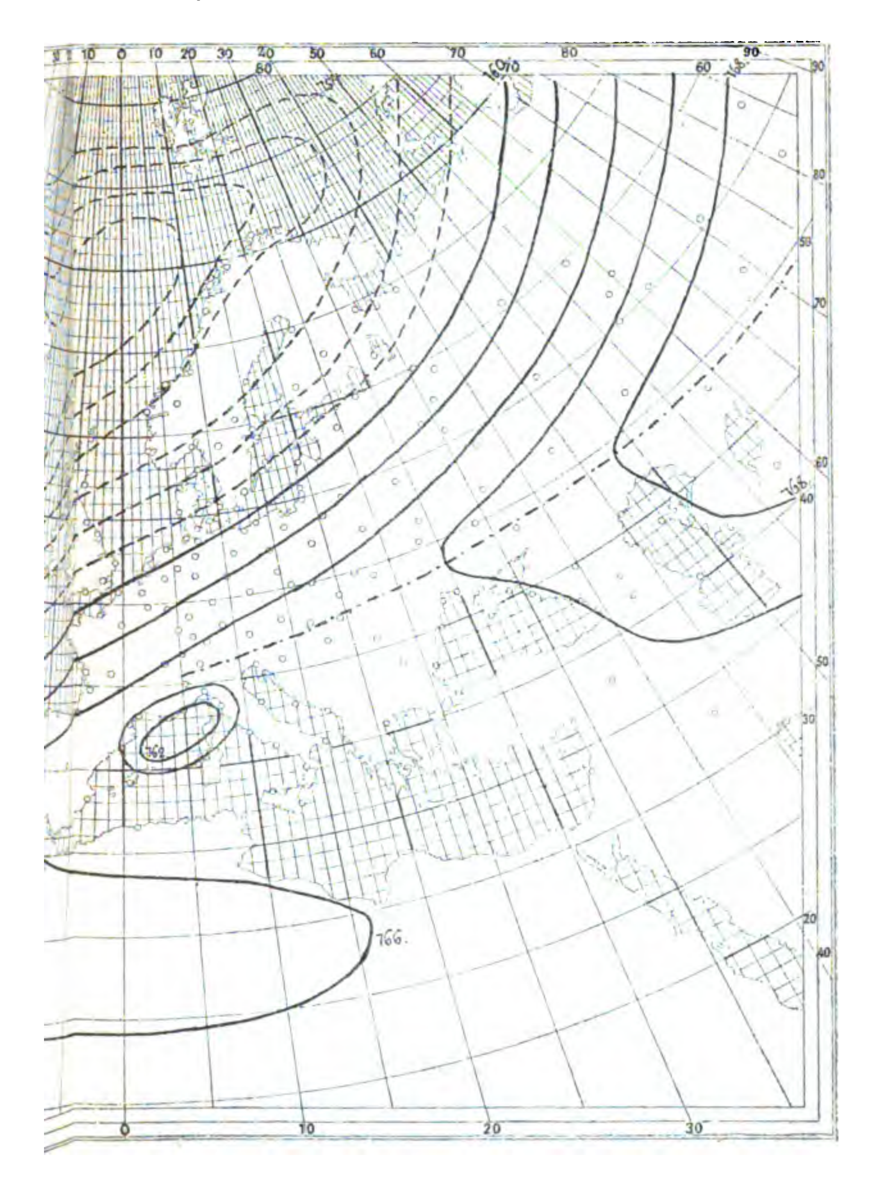
Sehr grosse Unterschiede des Regenfalls findet man auch auf den britischen Inseln, bekanntlich finden sich im N-Westen von England und im Westen von Schottland die grössten bekannten Regenmengen Europas; der Osten ist auch hier am regenärmsten. Ueber den Zusammenhang zwischen vorwiegender Windrichtung und der trockenen und nassen Seite der Gebirgsketten, sowie über die Zunahme des Regenfalls mit der Höhe haben wir S. 183 gesprochen. Norwegen und die britischen Inseln bieten die schönsten Beispiele dafür. Das mittlere und östliche England hat 60—65 cm mittlern Regenfall (London 61), an den Seen von Cumberland steigt derselbe bis auf 360 cm. Irland hat im Osten 70—100 cm (Dublin 69), im Westen bis über 120 cm. An der schottischen Ostküste liegt der Regenfall zwischen 60 und 100 cm, nimmt nach Westen hin rasch aber unregelmässig zu und erreicht zwischen Loch Fine und Loch Long 250—325 cm.

Feuchtigkeit und Bewölkung. Der Wassergehalt der Luft entfernt sich das ganze Jahr hindurch nur wenig von dem Sättigungszustand. In St. Martin de Hinx (Landes) 43,8° N. ist das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit 79,5 %, Maximum 83 Oktober, November, Minimum 76 % Mai: in Oxford sind die Mittel: Jahr 80 %, Dezember 89 %, April bis Juni 74 %; Thorshaven Jahr 84 %, Juli 86 %, Mai 79 %. Im Nordwesten sind April bis Juni relativ trockener, weil dann N- und NE-Winde am häufigsten sind, es ist wie oben zu sehen, dies auch die regenärmste Zeit des Jahres.

Luftdruck-Verth



ertheilung im Januar.





Auf der Ostseite der skandinavischen Gebirgskette und in dem Hintergrund der tief eingeschnittenen Fjorde ist die Luft allerdings viel trockener, um so feuchter aber an der Westküste selbst: Mandal 83, Skudesnäs 81, Christiansund 79, Tromsö 80, Vardö 86 %. Dagegen Christiania 73, Leirdal 64 % (im Mai 52).

Die Curven gleicher Bewölkung (s. die Karte der Isonephen Europas von Renon p. 100) verlaufen in W-Europa von NW nach NE; unser Gebiet, namentlich das nordwestliche Europa, gehört der Maximalzone hoher Bewölkung an. St. Martin de Hinx hat 63 % (Januar 70, August 54); die Westküste Norwegens 60—70 %, der äusserste Norden (Fruholm, Vardö) 73—74 %, die geringste Bewölkung herrscht durchschnittlich in den Frühlingsmonaten. Im Innern des Landes und im südlichen Norwegen ist dagegen die Bewölkung wenig über 50 %. Von den britischen Inseln fehlen leider die Angaben über Bewölkung. Thorshaven hat im Jahresmittel 73 %, Minimum Februar bis April 71 %, Maximum Juli 82 % [1]).

Die starke Bedeckung des Himmels mit Wolken und eine fast stets mit Wasserdampf gesättigte Atmosphäre bewahrt aber auch den N-Westen Europas während der Wintermonate von der Wärmeausstrahlung, die sonst während der langen nordischen Nächte die Temperatur stark erniedrigen müsste. Das verhindert allerdings auch die stete, fast durchschnittlich stürmische Bewegung der Atmosphäre, die beständig die warme Seeluft wieder über das Land führt.

Luftdruck und Winde. Das Klima des westlichen und nordwestlichen Europa wird von den Luftdruckverhältnissen über dem Atlantischen Ocean beherrscht (s. die Karte Luftdruckverteilung im Januar). Der konstant hohe Luftdruck im Südwesten von Europa und die im Winterhalbjahr im Westen und Nordwesten bestehenden Luftdruck-

[1]) Dieses Sommermaximum, das auch auf andern hochnordischen Inseln eintritt, erklärt sich wohl aus einer Bemerkung des Beobachters Hrn. Dr. E. Madsen. Während der Sommermonate ist häufig alles durch einen lichten weissen Nebel verhüllt, selbst während schönen Wetters sind die Berge meist mit Wolken bedeckt und Bänke von Seenebel umhüllen häufig genug die Inseln, um den Namen der „Nebelinseln“ zu rechtfertigen.

minima bedingen fast beständige westliche Winde, welche die warme Seeluft dem Lande zuführen. Wie Hoffmeyer sehr richtig hervorgehoben hat, ist es wesentlich die weit in das Eismeer hinauf vorgestreckte Zunge niedrigen Luftdruckes, der NW-Europa seinen so überaus milden Winter verdankt. Würde nur das gewöhnlich betonte Hauptminimum bei Island existieren, so würden die Winde im Nordwesten und Norden Europas vorherrschend SE- und E-Winde sein, welche vom Lande kommend eine Erkältung statt eine Erwärmung bringen würden; die Küsten NW- und N-Europas würden dann von der warmen Luft über dem Atlantischen Ocean und also von dessen Wärme überhaupt wenig oder gar keinen Vorteil ziehen, wie wir ein Analogon hiefür an den Küsten der Vereinigten Staaten haben. Wird das Barometerminimum im europäischen Eismeer zum Hauptminimum, wie im Januar 1874, dann werden die SW- und W-Winde über dem nördlichen Europa verstärkt, und die Temperatur erhebt sich noch über die normale Milde; fehlt dagegen das Minimum im Eismeere und liegt das Minimum des Atlantischen Oceans noch südlich von Island, wie das im Januar 1875 der Fall war, so hat der Norden und N-Osten Europas eine ungewöhnliche Kälte (Winde vorwiegend SE- und E- also Landwinde), während das südwestliche Europa warm ist. Folgende Mitteltemperaturen geben ein Beispiel für diesen Einfluss der Lage der Barometerminima des Nordatlantischen Oceans:

	Fruholm	Bergen	Christiania	Granheim	Wien
Januar 1874	−1,9°	3,7	1,2	−1,0	1,0
Januar 1875	−4,8	1,1	−8,2	−15,0	−0,8

Wenn wir einen ungewöhnlich warmen Winter haben, so wird stets ohne viel Bedenken die Ursache davon einer ungewöhnlichen Wärme des Atlantischen Oceans oder wie man sich ausdrückt, einer Verstärkung oder grösseren Wärme des Golfstroms zugeschrieben. Man vergisst dabei ganz, dass alles auf die Luftdrucksverteilung ankommt, denn nur, wenn diese derart ist, dass konstante westliche und südwestliche Winde über Europa wehen, können wir überhaupt etwas von der warmen Luft

des Oceans geniessen. Es ist aber nicht immer eine höhere Wärme des Nordatlantischen Oceans mit einer derart günstigen Luftdruckverteilung verbunden. Toynbee hat z. B. gezeigt, dass während des in England ungewöhnlich kalten Dezembers 1878 die Temperatur des Atlantischen Oceans zwischen England und Amerika um 1,8° C. wärmer war als im Dezember 1877, welcher in England um 4½° C. wärmer war als der Dezember 1878. Aus noch nicht veröffentlichten Zusammenstellungen Kapitän Hoffmeyers, in welche uns Einsicht zu nehmen gegönnt war, ergibt sich gleichfalls, dass die Wärmevariationen des Nordatlantischen Oceans in keinem direkten oder unmittelbaren Zusammenhang mit den Schwankungen der Wintertemperatur Nordeuropas stehen. Es kommt alles auf die Luftdruckverteilung an, und dass diese nicht direkt oder stets von der Temperatur des Atlantischen Oceans selbst bestimmt wird, zeigt allein schon der Umstand, dass auch Barometermaxima sich über dem warmen atlantischen Ocean einstellen können.

Die rasche Abnahme des Luftdruckes von den Küsten Europas gegen das atlantische Minimum hin bewirkt im Winter eine fast beständig stürmische Heftigkeit der Winde; zugleich verläuft über dem Atlantischen Ocean gegen das Eismeer hinauf nahe an den Küsten des nordwestlichen Europas vorüber die Hauptstrasse der barometrischen Minima. Dass die Faröer noch auf der rechten Seite dieses Heerweges der europäischen Winterstürme liegen, ergibt sich daraus, dass von 216 Stürmen (in 8 Jahren) zu Thorshaven entfallen 41 % auf SW-, 20 % auf SE-, 13 % auf S-, 12 % auf W- und nur 12 % auf N- bis E-Stürme.

Nach Buchans neuen Isobarenkarten der britischen Inseln ist der Verlauf der Isobaren im Januar (und im Winter überhaupt) von SW nach NE, die Südküste liegt unter der Isobare von 762 mm, die Nordküste von Schottland dagegen unter 753 mm, bei den Faröern ist der Luftdruck nur mehr 751 mm. Von Eastbourne nach Butt of Lewis beträgt der mittlere Januargradient 1,24 mm auf den Aequatorgrad, einer der grössten mittleren Gra-

dienten auf der Erdoberfläche. Man begreift daher leicht die Beständigkeit und Heftigkeit der SW- und W-Winde über den britischen Inseln im Winter, und das sie begleitende milde feuchte Wetter. Während des ungewöhnlich warmen Winterhalbjahres 1881/82 (November bis März in Schottland um 2,3° zu warm) war die mittlere Luftdruckdifferenz London, Island (Stykkisholm) 21,6 mm, im Januar Mittel 27,2 mm, ja am 14. Januar sogar 58 mm (Greenwich 776,5, Stykkisholm 718,6). Dem entsprechend wehten auch die SE- bis SW-Winde um 23 Tage häufiger als im Mittel, was die überaus milde Wintertemperatur der britischen Inseln erklärt.

Im Mai erreicht der Luftdruck über dem Nordatlantischen Ocean und an dessen Küsten bis 53° N. Br. herab sein Maximum, es fällt damit zusammen eine grössere Häufigkeit der nördlichen und östlichen Winde und die schon erwähnte relative Trockenzeit dieser Gegenden. Auch bis nach Mitteleuropa hinein macht sich dieser hohe Luftdruck der arktischen und subarktischen Gegenden fühlbar durch die um diese Zeit häufiger eintretenden Kälterückfälle. Die Gradienten über NW-Europa sind um diese Zeit am kleinsten. Im Sommer steigt der Luftdruck über dem Nordatlantischen Ocean, das Barometermaximum in der Gegend von Island verschwindet, das konstante Barometermaximum der subtropischen Breiten rückt weiter nach Norden und beeinflusst nun im Vereine mit dem niedrigen Luftdruck im Innern Europas und Asiens nun auch die Windverhältnisse der nordatlantischen Küsten. Die Isobaren verlaufen nun nicht mehr von SW nach NE über unserem Gebiet, sondern von W nach E, ja selbst nach SE. Eine Zunge höheren Luftdruckes reicht, wie die neuen Isobarenkarten Buchans zeigen, bis zum Eingang des Kanals. Dem entsprechend drehen sich im Sommer die Winde mehr nach W und NW, und tragen dazu bei, den Sommer des atlantischen Küstengebietes noch mehr abzukühlen, als es die Nähe der See an sich mit sich bringen würde.

Nach den verdienstlichen Arbeiten Supans[1]) nimmt

[1]) Statistik der unteren Luftströmungen.

vom Winter zum Sommer über Frankreich und Belgien die Zahl der Winde aus E bis SW ab, die der W-, NW- und N-Winde zu, am meisten wächst die Häufigkeit der W-Winde. In England zeigt sich dasselbe, die Aenderung ist aber geringer, Irland zeigt die stärkste Zunahme der W- und NW-Winde. An der norwegischen Westküste ist die Zunahme der NW- und N-Winde, im Sommer sehr hervortretend, die SE—SW-Winde nehmen dagegen stark ab.

Im September stellt sich schon wieder das Barometerminimum bei Island ein und die Verhältnisse des Winterhalbjahres kehren damit zurück. Der jährliche Gang des Luftdruckes über dem atlantischen Gebiet ist durch die obigen Ausführungen im allgemeinen schon gegeben. Im speciellen wollen wir nur anführen, dass im S-Westen unseres Gebietes in St. Martin de Hinx (Dep. Landes) (40 m) das Hauptmaximum des Luftdruckes auf den Februar fällt (761,7), ein zweites aber auf den Juli (760,8), die Minima fallen auf April und Oktober (758,5 und 758,2). In Brüssel sind die Aenderungen gering, Dezember, Juli und September haben 756,7 mm, die Minima fallen auf April und November (755,2 und 754,9). Im südwestlichen England finden wir ein entschiedenes Maximum im Juni und Juli und zwei Minima im März und Oktober (z. B. Truro, Cornwall, Juni 762,4, März 760,1 und Oktober 759,4). Weiter nach Norden hinauf zieht sich das Sommermaximum auf den Mai zurück, es stellt sich ein tiefes Januarminimum ein, während das Oktoberminimum sich daneben erhält. Es ist dies der arktische Typus der jährlichen Barometeränderung. Die Grösse der Aenderung wächst nach Norden, in Hammerfest z. B. 70° 41′ steht das Februarmittel 6,4 mm unter dem Jahresmittel, das Mittel des Mai 4,6 darüber, die mittlere Luftdruckdifferenz dieser beiden extremen Monate beträgt daher 11 mm (in N-Unst Shetland 60° 51′ ist die Differenz zwischen Januar und Mai nur 6,7 mm).

C. Klima von Mitteleuropa.

Das Klima von Mitteleuropa wird charakterisiert durch den Uebergang vom Seeklima der Küstenländer Westeuropas zum Kontinentalklima Osteuropas oder Russlands. Unter der Bezeichnung Mitteleuropa wollen wir hier zusammenfassen: Das Deutsche Reich mit Einschluss von Russisch-Polen, dagegen mit Ausnahme des Küstengebietes der Nordsee, welches wir schon im vorigen Abschnitt behandelt haben, Oesterreich-Ungarn mit Ausnahme der Küstenländer des Adriatischen Meeres, und die Schweiz mit Ausnahme des Kantons Tessin. Die Abgrenzung des mitteleuropäischen Klimagebietes nach Süden hin gegen das Mediterrangebiet ist im westlichen Teile durch den Kamm der südlichsten Hauptkette der Alpen ziemlich scharf gegeben. Ein Uebergang über den Simplon, den Gotthard oder Splügen, Bernina, Stilfserjoch und Brenner führt uns in kürzester Frist und in raschem Uebergang aus den mitteleuropäischen in das mediterrane Klimagebiet mit seinem schon subtropischen Charakter. Dieser Uebergang ist hier deshalb so scharf, weil, wie wir schon früher hervorgehoben haben, die nach Süden geöffneten Alpenthäler klimatische Oasen darstellen, welche sich durch Windschutz und Exposition einer Begünstigung erfreuen, die erst einige Breitegrade südlicher als allgemeiner Charakterzug angetroffen wird. In den Ostalpen erfolgt der Uebergang langsamer, stufenweiser; das Mediterranklima findet sich erst ein am Fusse des Karstplateaus, d. i. am Ufersaum des Adriatischen Meeres selbst. Die Hauptalpenketten werden hier niedriger und streichen jetzt nicht mehr von W nach E, sondern von SW nach NE und lassen nun auch ihre Südseite gegen die kalten kontinentalen Landwinde aus NE und E offen und ungedeckt. Welch ein Gegensatz zwischen den Temperaturverhältnissen von Bozen und Klagenfurt oder Trient und Laibach unter gleichen Breiten, ein Unterschied der nur zum allergeringsten Teile der grösseren Seehöhe der östlichen Orte zugeschrieben werden kann. Ja die erstaunliche Winter-

kälte von Klagenfurt würde sicherlich nicht gemildert, wenn dieser Ort auch im Niveau von Bozen liegen würde. Es ist die nach E hin offene, nach W und S hin geschlossene Lage dieser östlichen Alpenthäler, welche schuld ist an der grossen Winterkälte, sie sind vorgeschobene Posten des Kontinentalklimas, wie die südlichen Alpenthäler Vorposten des italienischen Klimas sind.

Weiter nach Osten im Süden von Ungarn greift das mitteleuropäische Klimagebiet in die Balkanhalbinsel hinüber, während die Walachei und Bulgarien schon den Uebergang zum osteuropäischen Kontinentalklima bilden. Doch sind in Südungarn sowohl was Mittelwärme als jährliche Regenverteilung anbelangt, schon Anklänge an das mediterrane Klimagebiet vorhanden.

Wenn wir im Norden unser mitteleuropäisches Klimagebiet durch die Ostsee, im Osten durch die Landesgrenzen von Preussen mit Einschluss von Russisch-Polen und Oesterreich abschliessen, so braucht kaum wiederholt zu werden, dass dies nur willkürliche Grenzen sind; etwas besser ist die Abgrenzung im Westen durch den Jura und die Vogesen.

Temperatur-Verhältnisse. Die nachfolgenden Temperaturtabellen haben einen etwas grösseren Umfang erhalten, namentlich um auch der Mannigfaltigkeit der Verhältnisse in den Gebirgsländern gerecht zu werden. Dagegen kann der schildernde Teil hier zurücktreten, da er durch die eigene Erfahrung mehr als ersetzt wird.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe m	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Krefeld	51°20′	6°35′	45	0,8	8,7	18,2	9,8	9,3
Köln	50 55	6 57	60	1,6	9,7	18,7	10,8	10,1
Boppard	50 14	7 34	99	1,1	9,1	17,9	10,0	9,4
Kreuznach	49 50	7 51	114	0,8	9,7	19,0	10,2	9,8
Trier	49 46	6 38	150	1,1	9,5	18,5	10,1	9,7
Frankfurt a. M.	50 7	8 41	103	−0,1	9,9	19,6	10,0	9,8
Hannover	52 22	9 44	58	0,6	8,4	17,9	9,8	9,1
Gütersloh	51 54	8 23	81	0,6	8,4	17,6	9,7	9,0
Kassel	51 19	9 28	204	0,0	8,3	17,3	9,1	8,6
Mühlhausen i. Th.	51 13	10 27	209	−0,8	8,0	17,5	8,8	8,3
Erfurt	50 59	11 2	202	−1,3	7,9	17,6	8,8	8,3

Ort	N. Br.	E. L.	See-höhe m	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Wernigerode . . .	51° 50′	10° 42′	246	0,0	7,2	17,4	9,2	8,2
Brocken	51 48	10 37	1143	−5,4	0,7	10,7	4,0	2,4
Halle	51 31	11 57	111	−0,2	8,2	18,7	9,5	8,9
Leipzig	51 20	12 21	119	−1,2	8,3	18.0	9,0	8,5
Dresden	51 3	13 44	129	−0,3	8,6	18.5	9,9	9,2
Berlin	52 30	13 24	48	−0,8	8,4	18,8	9,7	9,0
Frankfurt a. O. . .	52 22	14 32	43	−1,6	8,0	18,4	9,3	8,5
Schwerin	53 38	11 25	57	−0,6	7,1	17,6	9,0	8,3
Rostock	54 6	12 8	16	−0,5	7,2	17,5	9,2	8,3
Putbus	54 22	13 29	56	−1,0	6,2	17,2	8,8	7,7
Stettin	53 26	14 35	42	−1,5	7,4	18,1	9,2	8.3
Köslin	54 12	16 12	35	−2,2	5,9	16,8	8,4	7,2
Danzig	54 21	18 40	22	−1,5	6.4	17,9	8,8	7,6
Königsberg	54 43	20 30	23	−3,9	5,6	17.3	8,0	6,6
Memel	55 43	21 8	9	−3,5	4,7	17,1	8,2	6,6
Warschau	52 13	21 2	120	−4,4	7,0	18,6	7,8	7,2
Arys (Claussen) .	53 48	21 56	146	−5,5	5,4	17,6	7,3	6.3
Bromberg	53 7	18 3	52	−2,8	7,0	18,1	8,2	7,5
Posen	52 25	16 55	82	−2,6	7,4	18,4	8,8	7,9
Guhrau (b. Glogau)	51 40	16 32	107	−2,2	7,6	18,2	8,9	8,1
Görlitz	51 9	14 59	217	−2,1	7,5	17,6	9.0	7,9
Breslau	51 7	17 2	147	−2,2	7,9	18,5	9.4	8,3
Ratibor	50 5	18 11	207	−3,4	7,9	18,3	8,9	7,9
Eger	50 5	12 22	455	−2,3	6,8	17.4	7,8	7,4
Prag (Stadt) . . .	50 5	14 26	202	−1,4	9,1	19,6	9,8	9,2
Czaslau	49 57	15 22	259	−2.2	8,3	19,1	9,4	8,5
Datschitz	49 5	15 26	465	−4,0	6,9	17,7	7,6	6,9
Brünn	49 11	16 36	225	−2,5	9,3	19.8	10,0	8,9
Krakau	50 4	19 57	220	−4,2	8,1	18,9	8,9	7,9
Lemberg	49 50	24 2	298	−4,1	7,7	19,5	9,3	8,1
Tarnopol	49 35	25 23	304	−5.3	6,3	18.9	7,8	6,7
Czernowitz	48 17	25 57	257	−4,0	8,3	19,9	10,0	8.1
Wien (Stadt) . . .	48 12	16 22	197	−1,7	9,9	20,5	10,0	9,7
„ (Land) . . .	48 14	16 22	202	−1,9	9,4	19,6	9.5	9,2
Budapest	47 30	19 2	153	−1,4	10,8	22,3	11,3	10,7
Debreczin	47 31	21 38	124	−2,4	10,7	22,4	11,4	10,5
Szegedin	46 15	20 9	89	−1,1	11,8	22,8	12,6	11.3
Pancsova	44 47	20 37	65	−0.8	12,2	23,0	13,3	11,7
Arvavaralja	49 16	19 21	499	−5,5	5,6	16,4	7,4	5.9
Leutschau	49 1	20 39	564	−3,8	6,9	17,8	9,0	7,2
Bistritz	47 7	24 33	357	−4.7	8,7	19.3	9,9	8,2
Hermannstadt . . .	45 47	24 9	414	−3.9	8,8	19.3	10,1	8,6

Ort	N. Br.	E. L.	See-höhe m	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Mannheim	49°29′	8°27′	116	0,4	10,6	20,0	10,8	10,5
Karlsruhe	49 1	8 25	123	0,1	10,4	19,5	10,4	10,3
Strassburg	48 34	7 45	144	−0,3	9,8	19,2	10,1	10,2
Basel	47 33	7 35	278	0,1	9,7	19,1	9,2	9,4
Stuttgart	48 46	9 10	268	0,4	9,3	18,8	9,9	9,6
Calw	48 43	8 44	348	−0,9	7,4	17,1	8,7	8,1
Freudenstadt . . .	48 28	8 24	723	−1,3	6,4	16,4	7,9	7,2
Ulm	48 24	10 0	478	−2,0	8,7	18,1	8,6	8,2
Friedrichshafen . .	47 39	9 30	407	−0,5	9,2	19,1	10,1	9,3
Isny	47 47	10 2	721	−2,4	7,3	16,7	8,2	7,3
Bludenz	47 10	9 49	590	−2,1	8,8	17,4	8,8	8,2
Baireuth	49 57	11 35	345	−2,3	7,6	17,2	8,1	7,6
Nürnberg	49 27	11 5	316	−2,8	8,1	17,8	8,6	7,9
Regensburg	49 1	12 6	359	−3,2	8,3	18,3	8,9	8,1
München	48 9	11 34	528	−3,0	7,6	17,3	8,3	7,5
Salzburg	47 48	12 59	424	−2,3	8,6	17,5	8,9	7,9
Linz	48 16	14 14	377	−2,7	9,0	19,1	8,8	8,5
Zürich	47 23	8 33	470	−1,2	9,1	18,7	8,5	8,6
Gersau	46 59	8 32	440	0,8	9,8	19,0	9,7	9,6
Bern	46 57	7 27	574	−1,8	8,6	18,2	8,1	8,1
Genf	46 12	6 9	408	0,1	9,4	19,3	9,8	9,5
St. Bernhard . . .	45 52	7 10	2478	−9,0	−3,3	6,2	−0,5	−1,8
Sils	46 26	9 45	1810	−8,1	0,9	11,7	2,4	1,6
Chur	46 51	9 31	603	−0,8	9,7	18,7	9,3	9,2
Innsbruck	47 16	11 24	574	−3,1	8,7	17,8	9,3	8,1
Graz	47 4	15 28	371	−2,3	9,8	19,9	10,2	9,3
Ischl	47 43	13 36	467	−2,9	7,7	17,0	8,9	7,5
Schafberg	47 46	13 26	1776	−6,1	0,2	9,8	3,7	1,7
Tamsweg	47 4	13 49	1014	−8,6	4,0	14,3	4,9	3,5
Prägraten	47 1	12 22	1303	−5,3	3,8	13,3	4,6	4,1
Vent	46 52	10 56	1845	−8,6	−0,2	10,6	1,0	1,0
Sulden	46 32	10 35	1843	−6,7	1,0	10,4	2,2	1,4
Bozen	46 30	11 21	277	0,5	12,8	23,1	12,8	12,2
Lienz	46 50	12 44	657	−5,0	8,6	18,2	8,5	7,5
Klagenfurt	46 37	14 18	440	−6,3	8,8	19,0	8,7	7,3
Hüttenberg	46 56	14 32	783	−3,3	7,5	17,6	8,5	7,4
Laibach	46 3	14 30	287	−2,6	9,8	19,7	10,8	9,4
Cilli	46 14	15 18	234	−2,0	10,1	20,6	11,5	9,9
Pettau	46 25	15 52	212	−1,1	10,2	20,7	11,5	10,1
Agram	45 49	15 59	163	−0,5	11,9	22,3	12,3	11,3
Rudolfswerth . . .	45 49	15 10	184	−1,5	9,9	20,1	10,9	9,8

Die Temperaturmittel für Deutschland beziehen sich meist auf die 25jährige Periode 1848—72 (und die Beobachtungstermine 6^h, 2^h, 10^h) und sind Doves Tafeln entnommen; die Temperaturmittel für Oesterreich sind meist 20jährige (1848—67) zum Teil aber aus längeren Perioden genommen, das letztere gilt auch für einige Orte der Schweiz. Ueberall wurde nach Möglichkeit eine direkte Vergleichbarkeit der Temperaturmittel angestrebt.

In Deutschland bilden die Gegensätze das mittlere Rheinthal oberhalb Mainz als Sitz der grössten Mittelwärme, milder Winter und hoher Sommertemperatur, und das Seenplateau Ostpreussens, wo Arys am Spirdingsee in seiner Januartemperatur mit dem 1000 m höher liegenden Brockengipfel wetteifert. Die Ostseeküste zeichnet sich durch niedrige Frühlingstemperaturen aus, während der Herbst dagegen durch höhere Wärme begünstigt erscheint. Im mittleren Deutschland und im Norden Oesterreichs sind relativ kalt das Plateau des Erzgebirges und des Fichtelgebirges sowie das Plateau des böhmisch-mährischen Scheidegebirges (Datschitz). Nach Osten nimmt zwar in Galizien die Winterkälte gleichfalls sehr erheblich zu, bis in Tarnopol der Januar —5,3° erreicht, dagegen aber auch die Sommerwärme. Durch kalte Winter und kühle Sommer, also eine rauhe Mittelwärme überhaupt, zeichnen sich die nördlichen Karpathenthäler aus; die Thäler Siebenbürgens haben strenge Winterkälte, dagegen warme Sommer, freilich liegt Hermannstadt auch schon südlicher als Görz. Die oberbayrische Hochebene hat einen strengen Winter, der nicht durch einen warmen Sommer wettgemacht wird, im Gegenteil sich durch scharfe Temperaturwechsel auszeichnet. Auf dem Plateau des Schwarzwaldes und der rauhen Alp treffen wir abwechselnd milde oder strenge Winterkälte, vornämlich abhängig von der Lage der Orte auf Anhöhen und Abhängen oder in Thalbecken. Den kältesten Winter der württembergischen meteorologischen Stationen hat Heidenheim mit —4,5° (im 50jährigen Mittel). Wie schon früher erörtert, begünstigt die Lage in geschlossenen Thalbecken die Ent-

wickelung strenger Winterkälte. Die grösste Mannigfaltigkeit der Wärmeverhältnisse treffen wir im Alpengebiete an, der Einfluss der Seehöhe wird hier vielfach durch die Bodenkonfiguration und die Exposition der Oertlichkeit mehr als aufgewogen. Die grösste Winterkälte unter den ständig bewohnten Alpenthälern in relativ geringer Seehöhe (1000 m) hat der salzburgische Lungau (Tamsweg Januar —8,6°, Wintermittel —7,0°). Kältegrade von —30° treten hier nicht selten auf, man hat daher nicht mit Unrecht den Lungau das österreichische Sibirien genannt. Weniger unerwartet ist schon die strenge Winterkälte in den Hochthälern von 1800 m und darüber (Oetzthal, Suldenthal, oberes Engadin). Doch hat auch hier Bevers im oberen Engadin eine exceptionel niedrige Wintertemperatur und vielleicht die niedrigsten Winterminima der ständig bewohnten Thäler der Schweiz (mittlere Januartemperatur —9,6°, Winter —8,5°, mittleres Winterminimum —27,4°). Mit dem Lungau und dem Engadin hat das viel tiefer liegende kärnthnerische Becken gemein eine nach Süden und Westen geschlossene, nach Osten mehr geöffnete Lage und damit auch eine entsprechende Erniedrigung der Wintertemperatur. Der Winter von Klagenfurt (sowie von St. Paul im unteren Lavantthale, Tröpolach im Gailthale) ist mit Rücksicht auf die Seehöhe sogar der extremste im ganzen Alpengebiet. Der Januar von Hammerfest unter 70° N. Br. ist milder als der von Klagenfurt unter 46½°, die Seehöhe entscheidet hier nicht, weil die Wintertemperatur in Kärnten mit der Höhe zunimmt. Den Gegensatz dazu bieten jene Thäler der westlichen Alpen, wo der Föhn heimisch ist: das obere Illthal, das obere Rheinthal und das untere Reussthal. Innsbruck, Bludenz, Chur, Altdorf zeichnen sich durch relativ milde Wintertemperatur, noch mehr freilich durch hohe Herbstwärme aus. Hier ist die hohe Gebirgsmauer im Süden kein Hindernis für das Herabkommen warmer Luftströmungen von Süden, im Gegenteil eine Bedingung desselben. Es ist dies aber im allgemeinen nur dort der Fall, wo die Thäler nach NW oder N hinaus ins Alpenvorland geöffnet und so

dem Föhnstrich günstig sind. Die von Ost nach West streichenden Thäler (Interlaken, oberes Rhonethal) sind dem Föhn viel weniger zugänglich, in den Ostalpen ist er überhaupt schon selten und wenig intensiv. Altdorf, das dem Föhn sehr ausgesetzt ist, ist im Herbst um 1,1°, im Winter um 1,4° wärmer als Zürich, auch die Temperaturmaxima sind zu Altdorf um 1,6° höher; die entsprechenden Differenzen gegen Bern sind 1,1° und 1,6°, bei den Maximis 2,9°. Die „Föhnthäler" erfreuen sich daher einer bedeutenden mittleren Temperaturerhöhung in der kälteren Jahreshälfte; freilich sind auch die Schwankungen der Wärme und Feuchtigkeit dafür viel excessiver. Gersau am Vierwaldstättersee ist durch südliche Exposition, den mildernden Einfluss der Wassermasse des Sees und Zugänglichkeit für die südlichen Luftströmungen eine der klimatischen Oasen der Nordschweiz.

Das südliche Ungarn hat, wie Südtirol, schon eine subtropische Sommerwärme, der Gebirgskranz im Norden und Nordosten schützt die ungarische Tiefebene gegen die unmittelbare Einwirkung der kalten kontinentalen Luftströmungen; ohne diesen Schutz der Gebirgsketten würden die mittlere Wintertemperatur, namentlich aber die Winterminima wesentlich niedriger sein.

Die extremen Temperaturmittel fallen schon im ganzen Gebiet auf Januar und Juli, wie es der mehr kontinentalen Lage entspricht, und der Oktober ist durchgängig wärmer als der April[1]), am grössten ist der Wärmeüberschuss des ersteren Monats an den Küsten der Ostsee und auf hochgelegenen Punkten, namentlich Gipfelstationen (Brocken, Schafberg).

Um eine Vorstellung von den absoluten Grenzen zu geben, innerhalb welcher sich durchschnittlich die Temperatur in Mitteleuropa bewegt, führen wir die mittleren Jahresextreme einiger Orte im deutschen Reich speciell an.

---

1) Ob die Ausnahmen unserer Tabelle an einigen Gebirgsorten eine bleibende Eigentümlichkeit sind, vielleicht durch die Oktobernebel der Thäler bedingt, müssen wir dahingestellt sein lassen.

Ort	Mittlere Jahres-extreme		Ort	Mittlere Jahres-extreme	
Königsberg . . .	31,8	−21,5	Dresden	32,9	−17,1
Bromberg . . .	32,4	−20,3	Leipzig	32,9	−17,4
Warschau . . .	32,0	−21,3	Erfurt	31,6	−18,5
Berlin	33,0	−15,4	Baireuth	31,4	−21,3
Halle	32,5	−15,7	München	30,4	−18,5
Brocken	23,2	−20,9	Augsburg	32,2	−18,8
Breslau	30,9	−18,4	Heidelberg . . .	32,5	−14,2
Ratibor	32,5	−21,6	Kreuznach . . .	33,0	−14,6

Die mittleren Kälteextreme halten sich zwischen — 21° und — 14 bis 15°, die Temperaturmaxima sind im ganzen Gebiet nahe die gleichen. Als absolute Minima wurden beobachtet zu Königsberg — 30°, Bromberg — 36,6° (beide im Januar 1850), Warschau — 33,1°, Ratibor — 33,4°. Die Jahresschwankung der Temperatur hält sich zwischen 53° im Nordosten und 47° im Südwesten.

Für Oesterreich-Ungarn habe ich an einem andern Orte die Temperaturextreme übersichtlich zusammengestellt, so dass ich mich hier in dieser Beziehung kurz fassen kann [1]).

Prag . . .	32,8	−16,3	Wien . . .	33,5	−14,5
Krakau . .	30,9	−21,2	Budapest . .	33,2	−12,2
Tarnopol . .	30,3	−23,4	Szegedin . .	34,4	−15,2
Czernowitz .	32,9	−21,8	Klagenfurt .	32,2	−21,7
Hermannstadt	32,4	−22,6	Bozen . . .	33,0	−7,7

Minima von — 30° und darunter kommen vor im Erzgebirge und Nordböhmen, auf dem böhmisch-mährischen Plateau, in Schlesien und dem nördlichen Mähren, in Oberungarn, Galizien und der Bukowina, ferner in Siebenbürgen und in einigen Alpenthälern, im Lungau und Kärnten (Tamsweg und Klagenfurt). Die absolut niedrigsten Temperaturen der letzten 30 Jahre waren — 36° in Tamsweg, — 35° in Czernowitz und Datschitz, — 34° in Teschen, Arvavarallja und Tarnopol. Aber noch tief im Süden, in den Gebirgsthälern der Balkan-

[1]) Sitzungsber. d. Wien. Akad., Dezbr. 1881.

halbinsel kommen sehr tiefe Winterminima vor, so —27° in Gospic (selbst das mittlere Jahresminimum ist —20,8°), also ganz nahe dem warmen adriatischen Meere.

Die grössten Jahresschwankungen der Temperatur in Oesterreich zwischen 55 und 57° findet man in Siebenbürgen, Ostgalizien und der Bukowina, dann in Oberungarn (Arvavarallja 56°) und in einigen Alpenthälern (Tamsweg, Klagenfurt etc.). In Böhmen, Mähren, Schlesien und Westgalizien liegen dieselben zwischen 50° und 52°. An der Nordküste des Adriatischen Meeres und in Südtirol beträgt die jährliche Wärmeschwankung nur mehr 37—40°; in der ungarischen Ebene 48—49° und in den nördlichen Alpenthälern nebst ihrem Vorland 46—47°. Hervorhebung verdient ferner, dass die durchschnittlichen Monatsschwankungen der Wärme auf den ungarischen Ebenen relativ gering sind (19—20° im Jahresmittel gegen 23—24° in Siebenbürgen und 22° in den nördlichen Provinzen überhaupt), was man des kontinentalen Klimas wegen nicht vermutet hätte. Der die ungarischen Niederungen allseits bis auf die Südseite umschliessende Bergkranz scheint das plötzliche Einbrechen kalter Winde wirksam zu hemmen.

Mittlere Extreme für einige Orte der Schweiz:

Zürich . . .	30,0	—13,8	Basel . . .	30,6	—13,5
Altdorf . .	30,2	—10,9	Lugano . .	32,6	—6,8
Bern . . .	30,8	—15,6	Castasegna .	28,7	—8,1
Neuchatel .	31,6	—12,1	Sils-Maria . .	22,7	—22,4
Genf . . .	32,8	—11,8	St. Bernhard .	17,9	—22,1

Die Jahresschwankung der Temperatur liegt in der niederen Schweiz zwischen 46° (Bern) und 37° (Castasegna) das obere Engadin hat wegen seiner extremen niedrigen Winterminima eine sehr hohe Jahresschwankung der Temperatur (Sils 45°, Bevers 53°).

Die jährliche Regenverteilung in Mitteleuropa hat einen gemässigt kontinentalen Charakter, der in einem einfachen gut ausgeprägten Sommermaximum der Niederschläge besteht. Die Abnahme der Winterniederschläge landeinwärts und im Gegensatz hiezu die Zunahme der Sommerregen, sieht man sehr schön in der Tabelle S. 483 in

den Gruppen 1—4 (Dezember), und 5—8 (Dezember, Mai, Juni). Das Januar- und Februarmittel nimmt von der Ostseeküste nach Galizien von 7 % auf 5 % ab, das Maimittel steigt dagegen allmälig von 8 % auf 12 %, das Junimittel von 11 % auf 15 %.

Im allgemeinen nehmen die Frühjahr- und Sommerregen landeinwärts zu, die Herbst- und Winterregen dagegen ab. Die jährliche Periode wird landeinwärts schärfer markirt (Differenz der extremen Monate Nordwestdeutschlands 4 %, Ostseeländer 8 %, dagegen Ostgalizien und Siebenbürgen 11 %). Sehr hervortretend im ganzen Gebiet ist die Tendenz zu Juni- und Juli-Regen, die sich landeinwärts steigert.

Die ungarische Niederung hat in ihrer jährlichen Regenperiode die Eigentümlichkeit von Frühsommerregen, raschem Abfallen derselben gegen den September und eine zweite Steigerung der Niederschläge von Oktober bis Dezember. Das südwestliche Ungarn hat schon Oktoberregen und bildet wie die Südalpen den Uebergang zum mediterranen Regengebiet. Auf der Nordseite der Alpen noch mehr auf der Südseite des centralen Alpenkammes tritt die Wintertrockenheit entschieden hervor, namentlich ist auf der Südseite der hohen Tauern wie auch im oberen Südtirol der Februar auffallend niederschlagsarm. Auf der Nordseite der Alpen sind Oktober und November trockene Monate, namentlich in den österreichischen und obersteirischen Alpen bringt der Oktober eine zweite Trockenperiode; die Südseite hat hingegen in diesem Monate reichlichen Regenfall, die Oktoberregen des Mittelmeergebietes reichen nach Norden herauf fast bis ins Drauthal (Septemberregen) und bis gegen Bozen. Südtirol hat übrigens noch ein Maimaximum des Regenfalls, das nach Süden hin (Riva) an Intensität zunimmt, während der Sommer trockener wird, der oben im Norden durch häufigere Sommergewitter ziemlich viel Regen hat. Der Unterschied zwischen den Monaten extremen Regenfalls ist 8—9 %, in Krain jedoch nur 6 %, der Regenfall ist hier recht gleichmässig verteilt (und sehr reichlich über dem ganzen Lande). Die Oktober- und November-

regen nehmen vom österreichischen Alpengebiet zu jenem von Kärnten, also von Nord nach Süd, um 5 % und 3 % zu, die Juli- und Augustregen dagegen um 4 % ab.

Während in den Alpenthälern sich kein Einfluss der Seehöhe auf die jährliche Verteilung der Niederschläge zu erkennen gibt (Messungen von Gipfeln und Kämmen fehlten bis in die jüngste Zeit), tritt ein solcher Einfluss der Seehöhe auf den Höhen der deutschen Mittelgebirge sehr deutlich hervor. In der Tabelle S. 484 ist die jährliche Regenverteilung, im Mittel von höher gelegenen Orten in den Vogesen, im Harz, im Erzgebirge und dem Böhmerwald, dargestellt und die Regenperiode in den Thalstationen von nahe gleicher Seehöhe am Fuss der Tatra im Gegensatz hierzu danebengestellt. Von Oktober bis März, im Winterhalbjahr also, übertrifft die relative Niederschlagsmenge auf den Höhen des Mittelgebirgs jene der Thalstationen eines Hochgebirgs, im Sommerhalbjahr verhält es sich umgekehrt. Dort kommen im allgemeinen Mittel auf Winterhalbjahr und Sommerhalbjahr je 50 %, die jährliche Periode ist nur schwach ausgeprägt, hier (in den Hochgebirgsthälern) kommen auf das Winterhalbjahr nur 33 %, auf das Sommerhalbjahr 67 %. Die höher gelegenen Orte in den deutschen Mittelgebirgen zeichnen sich also durch eine Zunahme der Winterniederschläge aus, die hier und da so weit geht, dass sogar das Maximum in den Winter fällt, während die umgebenden Niederungen ein entschiedenes Sommermaximum haben. Ueber die Ursachen dieser Zunahme der Winterniederschläge auf den Höhen der Mittelgebirge haben wir uns schon in dem Kapitel Gebirgsklima S. 189 ausgesprochen; es scheint die Höhenzone des Maximums der Niederschläge im Winter Mitteleuropas in einer Höhe von etwa 1000—1400 m zu liegen — gleich hochgelegene aber von höheren Gebirgen eingeschlossene Thäler sind dagegen zu dieser Jahreszeit niederschlagsarm, weil die umschliessenden Gebirge den Niederschlag gleichsam abfangen.

Was die Quantität der Niederschläge anbelangt, so berechnet v. Bebber dieselbe für das norddeutsche Tief-

land auf 61 cm, für die mitteldeutschen Berglandschaften auf 69 und für Süddeutschland auf 82 cm; für ganz Deutschland auf 71 cm. Die grössten Regenmengen finden sich in den Vogesen (Rothlach 154 cm), im Schwarzwald (Hohenschwand 138, Freudenstadt 139), am Fuss der Nordalpenkette (Isny 139 cm) und im Harz (Clausthal 143, Brockengipfel über 170 cm).

Jährliche Regenverteilung in Mitteleuropa.

	1)	2)	3)	4)	5)	6)	7)	8)	9)
	NW-Deutschland (ohne Küste)	Mitteldeutschland	Süddeutschland	Nordschweiz	Deutsche Ostseeländer	Posen, Brandenburg, Schles. Ebene	Böhmen, Mähren, Schlesien, W-Galizien	E-Galizien, Bukowina, Siebenbürgen	Ungarische Ebene
Orte	19	69	63	12	22	23	47	15	19
Dezember	9	8	7	6	8	7	7	6	8
Januar	7	6	6	5	6	6	5	4	6
Februar	7	6	6	5	5	6	6	5	5
März	7	7	7	7	6	6	7	7	7
April	7	7	7	8	6	7	7	7	7
Mai	8	9	10	10	8	9	10	12	11
Juni	10	11	11	12*	11	12	13*	15*	12*
Juli	11*	12*	11*	11	13*	13*	12	14	11
August	10	11	11	12*	12	12	12	11	10
September	8	7	8	8	9	8	8	7	6
Oktober	8	8	8	9*	8	7	6	6	8
November	8	8	8	7	8	7	7	6	9

Die kleinsten Regenmengen, wenig über 40—50 cm, findet man in Mecklenburg und in der Rheinebene zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen.

1) Das südliche Hannover und Oldenburg, Westphalen, Niederrhein.
2) Der südliche Teil der Rheinprovinz, Hessen, Provinz Sachsen und Thüringen, Königreich Sachsen.
3) Rheinpfalz, Elsass, Baden, Württemberg und Bayern.
4) Von Basel bis Neuenburg, Bern, Zürich, Altstätten, Chur, Glarus etc.
5) Mecklenburg, Pommern, West- und Ostpreussen.

	Alpen, Oestr. Salzb., Obersteiermark	Nordtirol mit Vorarlberg	Südseite der Tauern	Südtirol	SW-Kärnten u. Krain	SW-Ungarn, Kroat. u. Slav.	Höhen des deutschen Mittelgebirg. 760 m	Tatrathäler 670 m
Orte	19	5	14	8	16	4	(15)	(5)
Dezember	6	7	6	6	8	8	9*	6
Januar	5	5	4	5	6	6	8	4
Februar	5	4	3	3	5	5	8	5
März	7	7	5	6	7	7	9*	6
April	7	8	7	8	7	8	7	7
Mai	10	9	10	11*	9	9	8	11
Juni	12	12	12	10	9	11*	10	13
Juli	13*	13*	12*	11*	9	9	10*	15*
August	13*	12	12	11	9	9	9	13
September	9	9	11	9	10	9	6	8
Oktober	6	7	10	11*	11*	10*	7	6
November	7	7	8	9	10	9	9	6

Da die Hauptregen-Winde in Deutschland zwischen SE und NW liegen, sind die Südseiten der Gebirge regenreicher als die Nord- und Ostseiten, Gebirge jedoch, die von SW nach NE streichen, haben auf beiden Seiten fast gleiche Niederschlagsmengen. So hat die Südostseite des Erzgebirges in Böhmen etwa 53 cm mittlere Regenmenge (in 290 m), die sächsische NW-Seite 54 cm (in 270 m), auf der Kammhöhe ist die Niederschlagsmenge allerdings grösser. Für den Harz und Umgebung gibt v. Bebber die folgenden Zahlen, die Stationen reihen sich von S nach N an:

Ort	Göttingen	Heiligenstadt	Ballenstedt	Clausthal	Brockengipfel	Wernigerode	Salzwedel
Höhe	130	221	255	565	1143	246	40 m
Regenfall	55	60	95	143	170	72	58 cm

Die Zunahme des Regenfalls mit der Annäherung an das Gebirge von Süden her und die dann folgende Abnahme, sobald die grösste Höhe überschritten ist, tritt

in diesen Zahlen sehr schön hervor. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich im Thüringer Wald, für den Schwarzwald haben wir schon auf S. 186 den entsprechenden Nachweis gegeben.

In Oesterreich hat das Alpengebiet (namentlich die Julischen Alpen) die grössten Niederschläge, das böhmische Becken (Umgebung von Schlan) und das Grenzgebiet zwischen Niederösterreich und Mähren die kleinsten (wenig über 40 cm), grösser schon sind die Niederschläge im ungarischen Tiefland (50—60 cm). Wenn gleichwohl das letztere öfter unter Sommerdürre leidet, so liegt dies darin, dass in Ungarn eine Tendenz zu Frühsommerregen besteht, und deshalb öfter der Sommer und Frühherbst regenarm sind, eine Annäherung an die Verhältnisse der südrussischen Steppen. Dazu kommt, dass bei der hohen Sommerwärme der ungarischen Niederung eine Regenmenge, welche in Nord- und Mitteldeutschland völlig genügen würde, die Ernten zu retten und die krautartige Vegetation grün zu erhalten, hier bei viel höherer Wärme und grösserer Lufttrockenheit nicht mehr dazu ausreicht. Die Quantität der Niederschläge allein ist nicht entscheidend, sie muss im Verhältnis zur Luftwärme und Luftfeuchtigkeit beurteilt werden, zugleich kommt in Betracht, ob sich dieselbe gleichmässiger auf viele Tage verteilt, oder in wenigen Tagen als Gussregen wenig nützlich und oft schädlich plötzlich herabstürzt.

Sonklar nimmt auf Grund seiner Regenkarte von Oesterreich-Ungarn für den mittleren Regenfall in den einzelnen Provinzen die folgenden Zahlen an (Centimeter).

Böhmen . . .	64	Salzburg . . .	115	Krain, Görz und Istrien . .	137
Mähren u. Schlesien . . .	64	Steiermark . .	93	Dalmatien . .	92
Galizien und Bukowina . .	73	Kärnten . . .	107	Ungarn . . .	59
Ober- u. Niederösterreich .	83	Tirol mit Vorarlberg . . .	115	Siebenbürgen .	77
		Kroatien u. Slavonien . .	94		

Als Mittel für ganz Oesterreich-Ungarn ergibt sich hieraus ein durchschnittlicher jährlicher Regenfall von 74 cm.

Den grössten Regenfall in Oesterreich haben in Centimetern: Raibl 218 (das benachbarte Tolmezzo 242, die

grösste bekannte Regenmenge in den Alpen), Alt Aussee 197, Pontafel 187, Idria 165, Görz 164. Ischl 163, Bregenz, Gottschee 155, Cornat (oberes Gailthal) 150, Markt Aussee, Krainburg 147, Laibach 142, Dornbirn, Stein (Krain) 141, Pettau, Bludenz 120, Salzburg 116 etc. Auch im Böhmerwald und bayrischen Wald finden sich Regenmengen über 120 cm (Duschlberg 121), vielleicht auch auf der Südseite des Riesengebirges. Ebenso dürften sich auf der Südseite der Karpathen Orte mit grossen Regenmengen finden, es liegen aber zur Konstatierung derselben noch keine Messungen vor. Die ganze Nordseite der Kalkalpen von Salzburg bis Bregenz hat sehr grosse Regenmengen, ebenso die Nordseite der Schweizer Alpen, während, wie früher schon erwähnt, die hinter den Aussenketten liegenden Längsthäler einen viel geringeren Regenfall haben. Wir führen aus der Schweiz an: Einsiedeln 162 cm, Altstätten 134, Chur 84, Zürich 119, St. Gallen 125, Affoltern 125, Bern 102, Neuchatel 98, Genf 79, Basel 86, St. Bernhard 112, Sils 99, Castasegna 146, Lugano 157 (beide schon auf der Südseite).

Feuchtigkeit, Bewölkung, Luftdruck und Winde. In Bezug auf Feuchtigkeit und Bewölkung bietet das mitteleuropäische Klima nichts Bemerkenswertes dar, was nicht aus seiner Zwischenstellung zwischen Kontinentalklima und Seeklima von selbst hervorgehen würde, auf Details aber können wir hier nicht eingehen. Die relative Feuchtigkeit und die Bewölkung erreichen in den Niederungen und im Mittelgebirg ihr Maximum im Winter, ihr Minimum im Sommer, specieller die Bewölkung im August und September, die relative Feuchtigkeit im Mai und Juli. Die Frühlingsmonate gehören wegen der raschen Steigerung der Luftwärme und der mehr als sonst häufigen NE- und E-Winde zu den trockensten des Jahres, daher häufig zwei Minima der relativen Feuchtigkeit eintreten im Mai (oder April) und zur Zeit der grössten Wärme (Juli).

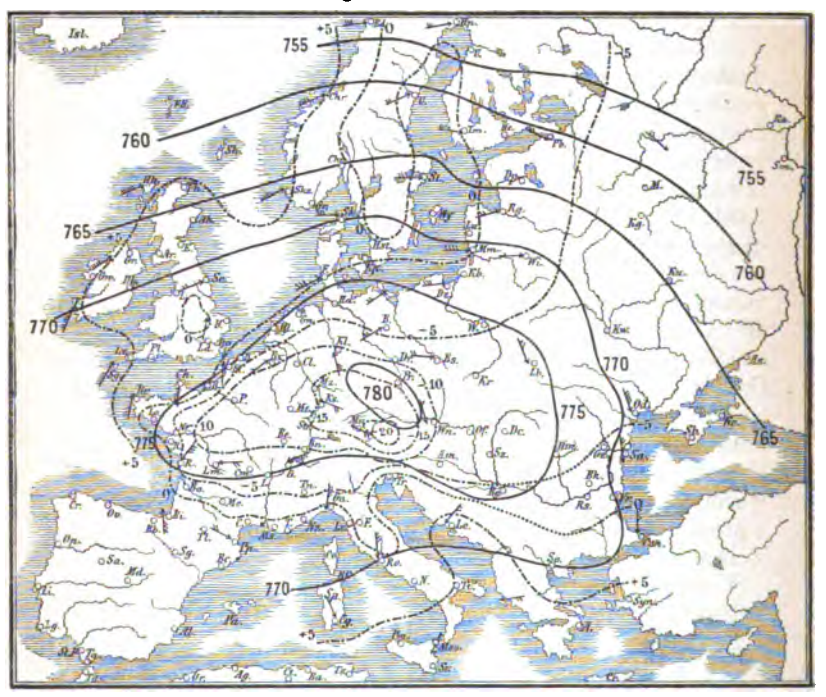
In Bezug auf die Luftdruckverhältnisse und Winde wird Mitteleuropa noch völlig von den atlantischen Barometerminimis beherrscht. Da die Zugstrasse derselben

durchschnittlich im Nordwesten von Mitteleuropa verläuft, so bleibt dasselbe zumeist auf der rechten und hinteren Seite derselben, und die vorherrschenden Winde sind deshalb SW und W. Daher erstreckt sich auch der oceanische Einfluss namentlich im Winter über unser ganzes Gebiet, allerdings abnehmend an Intensität in der Richtung von NW nach SE. Je rascher im Winterhalbjahr die atlantischen barometrischen Minima längs der bezeichneten Zugstrasse einander folgen, desto milder, oceanischer, gestaltet sich die Winterwitterung Mitteleuropas; also warm, feucht, trüb und windig. Wenn aber einmal, was allerdings selten geschieht, ein dauerndes Barometermaximum über Centraleuropa Platz nimmt, dann erhalten wir einen kontinentalen Winter: heiter, kalt, niederschlagsarm und windstill. Es hängt aber viel davon ab, ob das eintretende und sich behauptende Luftdruckmaximum eine Schneedecke über Mitteleuropa vorfindet oder nicht. Ist ersteres der Fall, so erhalten wir eine ungemein strenge Winterkälte, wie dies im Dezember 1879 und Januar 1880 der Fall war (ein phänomenaler Winter in Mitteleuropa, der mit dem von 1829/30 auf gleiche Stufe gestellt werden muss; in SW-Deutschland war sogar seit einem Jahrhundert kein so kalter Dezember mehr eingetreten). Die Karte auf S. 488 zeigt die Verteilung des Luftdruckes und der Temperatur während der Dauer des ersten Luftdruckmaximums vom 14. bis 28. Dezember 1879, dem im Januar ein zweites folgte. Das Kärtchen zeigt in den voll ausgezogenen Linien den Verlauf der Isobaren; das Centrum hohen Luftdrucks lag über Mitteleuropa, von da nahm der Druck nach allen Seiten hin ab. Die punktierten Linien zeigen den Verlauf der Isothermen, das Centrum grösster Kälte fällt nahe zusammen mit der Gegend höchsten Luftdruckes, die Isotherme von —10° umschliesst Frankreich, Deutschland und Westösterreich; Oberitalien war kälter als der Norden von Deutschland und die russischen Ostseeländer. Da von dem Centrum eines Luftdruckmaximums die Luft nach allen Seiten abfliesst, wie dies auch die Windpfeile auf dem Kärtchen zeigen, so war damals Mitteleuropa

von dem mildernden Einfluss des Atlantischen Oceans völlig abgeschnitten. Unter dem heiteren Himmel, der im Gefolge des Luftdruckmaximums eintritt, erreichte die Wärmeausstrahlung von der Schneeoberfläche aus ein Maximum für diese Breiten und die Temperatur sank in

Fig. 15.

Luftdruck- und Wärmeverteilung über Europa vom 14.—28. Dez., um 8h morgens, nach Billwiller.



der Nähe der Erdoberfläche sehr tief, da die kurze Insolation der kürzesten Tage dem intensiven Wärmeverlust der langen Nächte gegenüber ganz zurücktrat. Besonders dort, wo sich die durch Strahlung erkaltete Luft in den Thalbecken ansammeln konnte, finden wir ausserordentlich niedrige Mitteltemperaturen. Klagenfurt hatte

das sibirische Dezembermittel von — 14,1°, Heilbronn — 11,7, Tübingen — 11,3, Donaueschingen — 12,8, Villingen — 12,4 etc. Die Temperatur sank selbst in der warmen Rheinebene unter — 24 und die Minima erreichten in den höher gelegenen Teilen Württembergs und Badens — 30° und darunter. Gleichzeitig aber zeigte sich im grössten Massstabe jene Wärmezunahme nach oben, welche auf S. 161 ausführlicher vom allgemeineren Standpunkt aus erörtert worden ist.

Trifft das Barometermaximum nicht mit einer Schneedecke zusammen, so ist die Wärmeausstrahlung bedeutend geringer, so dass in unseren Breiten trotz der Heiterkeit des Himmels und dem Fehlen der oceanischen Winde keine extremen Wintertemperaturen sich entwickeln. Ein Beispiel dafür bieten die Barometermaxima vom Dezember 1881 und Januar 1882, welche nur von mässiger Kälte begleitet waren.

Sehr lehrreich für den Einfluss, den die Luftdruckverteilung auf die Wärmeverteilung hat, waren z. B. auch die Tage vom 3. und 4. Februar 1882, wo gleichfalls ein Luftdruckmaximum über Centraleuropa lag und der Druck im Süden hoch, im Norden viel niedriger war, weshalb der Norden Westwinde, der Süden N- und NE-Winde hatte. Florenz (— 4°) war kälter als Memel (1°) und Kopenhagen (— 2°); Skudesnäs und Christiansund (5 — 7°) wärmer als Neapel und Palermo (4°), Odessa (— 2°) wärmer als Paris (— 3°); in Centraleuropa herrschen Temperaturen von — 10° bis — 14°.

Liegt das andauernde Barometermaximum nicht über Mitteleuropa selbst, sondern in N- und NE-Europa, wo sich überhaupt häufiger ein solches einstellt, so können wir unter dem Einfluss der aus demselben abfliessenden kalten Luftmassen gleichfalls anhaltend strenge Winterkälte erhalten, diesmal aber mit lebhafteren NE- und E-Winden. Damit diese Reaktion der russischen Kälte auf Mitteleuropa eintreten und sich erhalten kann, muss aber der Luftdruck nach Süden und nach SW hin abnehmen und müssen die Luftdruckminima des Atlantischen Oceans ganz oder teilweise ausbleiben, die sonst Inva-

sionen warmer Seeluft mit sich bringen. Die Wärmezunahme mit der Höhe fehlt dann entweder ganz oder ist nur unbedeutend und vorübergehend zu beobachten.

Den Gegensatz zu dem furchtbar kalten Dezember 1879 bildete der Dezember 1880, der bei vorherrschenden Westwinden ungewöhnlich warm, stürmisch und regenreich war, ganz den oceanischen Typus der Winterwitterung repräsentierend. Die Unterschiede der Dezembermittel 1879 und 1880 erreichten in Baden 15—16°, denn die Mittelwärme betrug im Rheinthal 6,3° (Badenweiler, Karlsruhe, Mannheim, Heidelberg), in Wien nurmehr 11,2° (1879 — 7,3, 1880 + 3,9). In Paris hatte der Dezember 1879 eine Abweichung von — 11,8, jener von 1880 + 3,7. Der Luftdruck war im Süden und Südwesten Europas höher, im NW niedriger als gewöhnlich. Das Barometerminimum (747 mm) lag nach der Karte des Signal Office ungewöhnlich weit östlich und nördlich über dem nördlichen Norwegen, hoher Druck (764,5 mm) reichte von Süden herauf bis gegen 50° N. Br. Fast unausgesetzt zogen Wirbelstürme vom Atlantischen Ocean her nach Osten und Nordosten wenig nördlich vom mittleren Europa vorüber, daher das Vorherrschen stürmischer SW-Winde, die hohe Wärme, aber auch die grosse Nässe und hohe Bewölkung.

Im Sommer dagegen haben ähnliche Luftdruckverhältnisse einen entgegengesetzten Einfluss auf die Temperatur Mitteleuropas gegenüber jenem im Winter. Ein anhaltend hoher Luftdruck und kontinentale NE- und E-Winde bringen einen trockenen heissen Sommer, die oceanischen Winde dagegen begleitet ein nasser und kalter Sommer. Da sich im allgemeinen im Sommer für Mitteleuropa eine Tendenz zu NW-Winden entwickelt, infolge des steigenden Luftdrucks über dem Atlantischen Ocean und des sinkenden Luftdruckes über dem Südosten Europas, so ist der durchschnittliche Charakter unserer Sommerwitterung jener der Nässe, Kühle und häufigen Trübung. Dies ist das charakteristische NW-Wetter des Sommers. Je höher oft gleichzeitig in Russland die Wärme und Trockenheit steigt, desto anhaltender wehen kühle N- und NW-Winde

über Mitteleuropa, lassen die Sommerwärme nicht aufkommen und ersäufen die Ernten. Ein Beispiel dafür war der Sommer 1882. Ein heisser Sommer in Russland und ein kühler Sommer in Mitteleuropa stehen in einem gewissen Kausalverhältnis, der erstere kann den letzteren bedingen. Ist der Luftdruck über dem Atlantischen Ocean niedrig und ziehen zahlreiche Barometerdepressionen mehr rein nördlich ins Eismeer hinauf (nicht östlich nach Dänemark und über die Ostsee) so haben wir in Mitteleuropa zumeist südöstliche und südliche Winde, das Wetter ist sehr warm und heiter mit Föhncharakter auf der Nordseite der Alpen; es herrscht schwüles Sommerwetter mit lokalen Gewittern, das beständig den Umsturz droht und sich doch hält. Der Nordwesten und Norden Europas kann dabei gleichzeitig sehr regnerisches Wetter haben.

Wenn wir derart die wesentlichsten Witterungstypen auf die Verteilung des Luftdruckes und auf die von den wandernden Barometerdepressionen oder Cyklonen längere oder kürzere Zeit hindurch mit einer gewissen Konsequenz eingeschlagenen Bahnen zurückführen, so ist damit nur ein erster Schritt zu deren Erklärung gemacht, eigentlich nur eine Umschreibung gegeben für die vorherrschenden Windrichtungen. Bis jetzt wissen wir noch nicht anzugeben, von welchen Ursachen die Modifikationen der Luftdruckverteilung über Europa und dem Nordatlantischen Ocean abhängen, wahrscheinlich von weit ausserhalb der Grenzen dieses Gebietes stattfindenden oder stattgefunden habenden Temperaturanomalieen.

Ueber Mitteleuropa herrschen das ganze Jahr hindurch durchschnittlich die westlichen Winde vor, im Frühjahr und Herbst werden die östlichen Winde häufiger als sonst, ohne ein Uebergewicht zu erlangen. Ungarn und seine östlichen und südöstlichen Nachbarländer zeichnen sich durch die besondere Häufigkeit der NW-Winde aus, selbst im Winter, während im Sommer allerdings auch schon in Deutschland die Nordwestwinde vom Winter zum Sommer häufiger werden, infolge der schon oben erwähnten Aenderung in der Luftdruckverteilung über

dem Atlantischen Ocean und dem östlichen Innern Europas. Im Winter verläuft aber durch Ungarn jene Zunge höheren Luftdruckes, von der wir schon früher erwähnt haben, dass sie in ihrem westlichen Verlaufe über die Alpenkette eine Art Grenzscheide bildet zwischen dem Mediterranklima und dem mitteleuropäischen Klimagebiet. Die Windverhältnisse Südungarns, der Wallachei und Bessarabiens sind deshalb auch im Winter von jenen Centraleuropas zu unterscheiden. Für den Windwechsel vom Winter zum Sommer entlehnen wir dem Werke Supans die folgenden Angaben:

Unterschied:	Sommer			weniger		Winter	(Proc.)	
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Deutschland	5	2	−2	−5	−7	−5	3	9
Böhmen und Mähren . .	7	0	−3	−6	−6	−1	4	5
Galizien und Bukowina .	0	0	−1	−8	−3	−1	3	10
Ungarische Ebene . . .	0	−2	−1	−9	−1	0	3	10

Es nehmen also beim Uebergang vom Winter zum Sommer durchschnittlich die nördlichen Winde um 12 % zu, die südlichen um ebensoviel ab.

Die Windverhältnisse in den Alpenländern sind zu sehr lokal beeinflusst, als dass man dieselben zu Schlüssen von mehr als bloss örtlicher Tragweite benützen könnte.

D. Europäisch-asiatisches Kontinentalklima.

(Klima des europäischen Russland und Westsibirien.)

Das Klima des europäischen Russland ist mit Ausnahme kleinerer Küstenstrecken schon rein kontinental, und dieser Charakter verschärft sich noch mit jedem Schritte weiter nach Asien, bei der Ueberschreitung des Uralgebirges und dem Eintritt in Sibirien. Das Klima von Russland und Westsibirien bietet nur graduelle, aber keine generellen Unterschiede dar, der Ural bildet keine natürliche klimatische Scheidewand, wie man vielleicht voraussetzen könnte; das Regime der Winde wie der Niederschläge ist auf beiden Seiten dieses Meri-

dionalgebirgszuges dasselbe; es verschärft sich bloss an seiner Ostseite, aber auch nicht sprungweise, der extreme Charakter der regelmässigen wie der unregelmässigen Wärmeschwankungen. Daher ist es zweckmässig, das Klima des europäischen Russland und Westsibirien in demselben Kapitel zu behandeln. Nach Osten schliesst dieses Gebiet noch das Thal des Jenissei ein, von Norden nach Süden reicht es von den Grenzen des arktischen Gebietes bis in das subtropische Gebiet hinein.

Temperaturverhältnisse. Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung mittlerer Monats- und Jahrestemperaturen für alle Orte, von welchen dieselben aus einer mindestens 15jährigen Beobachtungsreihe abgeleitet in dem grossen Werke von H. Wild „Die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches“ sich vorfinden. Nur für wenige südlich gelegene Orte (Lenkoran, Krasnowodsk, Nukuss, Taschkent etc.) wurden auch Mittel aus kürzeren Beobachtungen aufgenommen, hingegen einige langjährige Mittel dort weggelassen, wo die Stationen sich zu nahe liegen; es wurde in solchen Fällen die nach den Angaben von H. Wild als vertrauenswerter bezeichnete Station aufgenommen. Die Stationen sind geographisch gruppiert, den Anfang macht Finnland, dann folgen die Ostseeprovinzen, dann eine mittlere kontinentale Zone von Archangel bis zur Krim hinab, dann die Stationen des Wolgagebietes und jene am Kaspischen Meere, die Stationen des Steppengebietes von Orenburg bis Taschkent, endlich die sibirischen Stationen im Ural und in den Flussgebieten des Ob und Jenissei.

Temperaturmittel für Russland und Westsibirien.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe Meter	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Uleaborg . . .	65° 1′	25° 28′	10	−10,1	0,1	16,6	2,8	2,0
Wöro	63 11	22 0	20	− 9,3	1,6	17,4	4,0	3,4
Mustiala	60 49	23 47	70	− 7,4	1,1	16,5	4,1	3,5
Helsingfors . .	60 10	24 57	20	− 7,0	1,1	16,5	5,6	3,9
Kuopio	62 55	27 32	20	− 9,7	0,8	17,6	3,6	2,8
Sordavala . . .	61 42	30 41	40	− 9,7	0,5	17,3	4,2	3,0

Ort	N. Br.		E. L.		Seehöhe Meter	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
St. Petersburg	59	56	30	16	10	− 9,4	2,0	17,7	4,5	3,6
Kronstadt	59	59	29	47	20	− 9,8*	0,8	17,7	5,0	3,4
Baltischport [1]	59	21	24	3	10	− 6,1*	1,4	16,2	6,1	4,6
Dorpat	58	23	26	44	70	− 8,0*	2,3	17,4	5,4	4,3
Riga	56	57	24	6	10	− 5,2	4,6	18,0	6,8	6,0
Mitau	56	39	23	44	10	− 5,0	4,9	17,6	6,9	6,1
Libau	56	30	21	1	10	− 3,2*	4,1	17,2	8,0	6,4
Wilna	54	41	25	18	120	− 5,5	6,0	18,8	7,3	6,6
Gorki	54	17	30	59	210	− 8,3	3,6	17,8	5,5	4,8
Archangel	64	33	40	32	10	−13,6	−1,1	15,8	1,4	0,4
Petrosawodsk	61	47	34	23	50	−10,4*	0,8	17,0	3,6	2,2
Ustsyssolsk	61	40	50	51	100	−15,2	0,3	16,5	0,5	0,3
Slobadskoi	58	44	50	12	100	−14,7	1,7	18,6	1,9	1,7
Glasow	58	8	52	41	120	−16,0	1,1	18,2	1,3	1,0
Kostroma	57	47	40	55	110	−11,8	1,8	19,0	3,8	3,1
Nishnij Nowg.	56	20	44	0	140	−11,7	2,7	19,5	3,9	3,7
Moskau	55	46	37	40	160	−11,1	3,4	18,9	4,3	3,9
Kaluga	54	31	36	16	160	−10,5	3,4	19,0	5,5	4,6
Orel	52	57	36	5	170	−10,3	3,4	19,9	6,0	4,8
Tambow	52	43	41	28	170	−11,5	4,4	20,6	6,2	5,0
Kursk	51	45	36	8	210	− 9,9	4,7	19,3	6,4	5,2
Kiew	50	26	30	31	180	− 6,0	6,7	19,1	7,6	6,8
Woltschansk	50	17	36	57	100	− 8,7	6,0	20,3	7,0	6,3
Poltawa	49	35	34	34	140	− 8,2	6,8	21,1	8,2	7,1
Kischinew	46	59	28	51	90	− 3,0	9,8	22,7	11,0	10,0
Nicolajew	46	58	31	58	20	− 4,1	9,2	23,0	10,6	9,8
Odessa	46	29	30	44	70	− 3,4	8,2	22,7	11,2	9,6
Simferopol	44	57	34	6	260	− 0,6	9,0	20,7	10,9	10,1
Sewastopol	44	37	33	31	40	1,9	9,7	23,2	13,5	12,1
KarabaghJalta	44	33	34	17	45	3,8	10,4	23,6	13,5	13,0
Kasan	55	47	49	8	80	−13,8	3,2	19,6	3,7	2,9
Pensa	53	11	45	1	190	−11,7*	3,8	20,1	4,8	4,5
Samara	53	11	50	5	60	−13,2*	4,5	21,3	4,7	4,1
Saratow	51	29	31	18	90	−10,2	4,6	21,7	5,7	5,4
Sarepta	48	30	44	34	50	−10,6	7,1	23,9	8,5	7,5
Lugan	48	35	39	20	60	− 8,3	7,9	22,8	8,2	7,6
Taganrog	47	12	38	59	30	− 6,6	8,0	21,6	8,1	7,6
Stawropol	45	3	41	59	550	− 4,1*	7,8	20,9*	9,7	8,6

[1] Bei Reval.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe Meter	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Astrachan . . .	46 21	48 2	−20	−7,1	9,4	25,5	10,0	9,4
Alexandrowsk	44 27	50 8	−10	−3,8	9,1	25,6	11,7	10,8
Baku	40 22	49 50	0	3,4	11,1	25,8	16,6	14,3
Lenkoran . . .	38 46	48 51	−20	2,8	12,0	25,4	16,2	14,4
Krasnowodsk .	40 0	52 59	−20	2,7	15,0	29,4*	18,5	16,4
Aschur-Ade .	36 54	53 57	−20	7,0	15,2	27,2	20,0	17,6
Orenburg . . .	51°46′	55° 7′	110	−15,3	3,2	21,6	3,8	3,3
Irgis	48 37	61 16	110	−16,2*	7,0	24,6	5,2	5,0
Kasalinsk . . .	45 46	62 7	60	−11,5	9,5	25,1	6,8	7,4
Nukuss	42 27	59 37	70	− 7,0	14,0	26,4	9,4	11,0
Petro-Alexandrowsk . . .	41 28	61 5	100	− 6,1	14,9	28,8	10,7	12,4
Taschkent . . .	41 19	69 16	450	− 1,7	14,8	26,8	11,5	13,3
Bogoslowsk . .	59 45	60 1	190	−19,4	−0,4	17,0	−0,9	−1,4
Nishne Tagilsk	57 55	59 53	180	−16,8	1,4	18,4	0,6	0,6
Katharinenbg.	56 49	60 35	270	−16,5	1,5	17,4	0,9	0,5
Slatoust	55 10	59 41	410	−16,8	0,9	16,6	0,8	0,1
Beresow	63 54	65 4	30	−22,9	−6,1	16,7	−4,1	−4,5
Narym	59 21	80 16	60	−22,2	−2,4	19,6	−1,4	−2,1
Jschim	56 6	69 22	100	−20,1	−0,2	18,9	0,8	−0,2
Kurgan	55 26	65 23	90	−18,6	1,3	20,4	2,7	1,2
Tobolsk	58 12	68 14	50	−19,0	0,5	19,2	0,3	−0,1
Tomsk	56 30	84 58	70	−20,0	−0,9	19,2	0,2	−0,8
Enisseisk . . .	58 27	92 6	80	−25,3	−1,8	20,0	−1,1	−2,2
Krasnojarsk .	56 1	92 53	170	−20,2	1,4	19,3	1,2	0,3
Barnaul	53 20	82 47	140	−19,4	0,8	19,6	1,5	0,4
Semipalatinsk	50 24	80 13	180	−17,2	4,1	22,5	3,2	2,5

Dass die mittleren Jahrestemperaturen auf diesem ungeheuren Gebiete zwischen 22 und 93° E. L. und zwischen 64 und 37° N. Br. innerhalb eines weiten Spielraumes sich bewegen müssen, ist vorauszusehen, diese Grenzen sind —4,5 (Beresow) und 17,7 (Aschur-Ade), wenn wir das ganze Gebiet des Kaspischen Meeres noch mit einschliessen. Im mittleren europäischen Russland ist die Wärmezunahme von Nord nach Süd zwischen 65° und 50° langsam und ziemlich gleichmässig, circa 0,4° für jeden Breitegrad (und Winter wie Sommer nahe dieselbe),

südlich von 50° gegen das Schwarze Meer hin wird die Wärmezunahme viel rascher und beträgt fast 1° pro Breitegrad (Winter 1,6°, Sommer 0,4°). Der äusserste Norden Russlands verspürt noch den mildernden Einfluss des auch im Winter offenen nordeuropäischen Eismeeres, und da nach Süden hin die Kontinentalität zunimmt, so ist die Wärmezunahme nach dieser Richtung langsam, bis jenseits des 50. Breitegrades sich der Einfluss des Schwarzen Meeres vielleicht auch noch des Mittelmeeres überhaupt fühlbar macht und die Temperaturzunahme rasch steigert. Der Unterschied zwischen Winter- und Sommertemperatur beträgt im Norden 26,5°, im mittleren Russland 28—29° und sinkt gegen das Schwarze Meer hin auf 27—23° herab. Ueber die Temperaturänderungen von Westen nach Osten haben wir schon früher auf S. 84 eine kleine Tabelle gegeben.

In Westsibirien beträgt der mittlere Wärmeunterschied zwischen Beresow (64° N.) und Taschkent (41°) unter ziemlich gleichen Meridianen 17,8°, also circa 0,8° pro Breitegrad.

Während in den Ostseeprovinzen der Unterschied der Januar- und Julitemperatur erst 24° beträgt, erreicht er in Mittelrussland schon 30°, an der Wolga 33°, in den westsibirischen Steppen 37°, am Ural 34—35° und endlich am Ob und Jenissei 40°.

Die absolute Wärmeschwankung des Jahres wird durch die mittleren Jahresextreme gemessen. Die folgende kleine Tabelle enthält dieselben für eine Anzahl von Orten, zugleich mit der Angabe des absoluten Minimums der Temperatur.

Die absoluten Wärmeschwankungen des Jahres liegen demnach zwischen den Grenzen 46,4° Sewastopol (Baku würde gar nur 37,7 haben), 51,2 Mitau und 57,8 Petersburg im Süden und Nordwesten; ferner 75,3 Bogoslowsk, 77,6 Barnaul und 81,9° Enisseisk in Westsibirien. Die Temperaturmaxima sind, wie dies ja überhaupt der Fall ist, sehr gleichmässig bis zum höchsten Norden hinauf verteilt, nur in der Meeresnähe (wie im Hochgebirge) erfahren sie eine wesentliche Abschwächung. 30° C. kann

Mittlere Jahresextreme und absolute Temperaturminima.

Ort	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Absolutes Minimum	Ort	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Absolutes Minimum
Helsingfors . .	26,7	−27,3	−31,5	Kasan	31,1	−32,4	−37,0
Petersburg . .	29,3	−28,5	−39,0	Samara	34,5	−30,8	−37,1
Dorpat.	29,9	−27,5	−36,2	Sarepta	37,5	−28,4	−34,4
Mitau	29,5	−21,7	−28,8	Lugan	35,5	−28,4	−40,8
Wilna	29,9	−23,8	−33,8	Stawropol . . .	32,3	−21,6	−25,6
Archangel. . .	29,2	−35,6	−47,5	Astrachan . . .	36,3	−26,0	−31,9
Ustsyssolsk . .	29,5	−37,1	−48,8	Orenburg . . .	35,6	−33,2	−40,5
Kostroma . . .	30,8	−32,7	−40,8	Irgis	38,1	−34,1	−38,6
Moskau	31,4	−30,5	−42,5	Nukuss	40,5	−26,3	−31,3
Tambow. . . .	34,2	−30,0	−36,9	Taschkent. . .	38,8	−14,8	−19,5
Kursk	32,6	−28,5	−41,2	Bogoslowsky .	29,5	−45,8	−49,4
Kiew	32,1	−23,2	−33,1	Katharinenbg.	30,9	−38,1	−44,6
Kischinew. . .	35,8	−20,0	−29,0	Ischim	30,9	−42,0	−54,0
Nicolajew . . .	35,2	−21,4	−30,0	Barnaul	32,5	−45,1	−55,0
Sewastopol . .	34,0	−12,4	−16,9	Enisseisk . . .	31,9	−50,0	−59,4

noch im äussersten Norden unseres Gebietes vorkommen, wo nicht die Eismeernähe die Luft abkühlt; im Süden übersteigen die Maxima in der Gegend des Aralsees und der östlich angrenzenden Steppen nur wenig 40°. Hingegen haben die Temperaturminima einen weiten Spielraum von —12,4° Sewastopol (—4,8 Baku) bis zu —50,0 an der östlichen Grenze von Westsibirien. Die absoluten Minima gehen im nördlichen Westsibirien noch unter —50° herab bis zu —60°.

Die südliche Grenze des Gebietes, innerhalb dessen die Temperatur bis und unter —40° sinkt, also das Quecksilber gefriert, geht nach Wild von Lappland quer durch Finnland herunter nach St. Petersburg, von da etwas östlich an Smolensk und westlich von Kursk vorbei bis Lugan, wo sie bis Orenburg hinaufsteigt und dann wieder nach Süden, etwa bis 47° Br. beim Balkaschsee sich herabsenkt. Am Altai scheint sie wieder nach Norden einzulenken, wohl bis über den 50.° Breite südlich

von Irkutsk, und von da erst geht sie wieder nach Süden und erreicht in der Nähe der Ostküste den 40. Breitegrad (sie liegt hier demnach südlicher als Neapel!).

Middendorff schildert uns die furchtbaren Fröste Sibiriens in folgender eindrucksvollen Weise:

Es ist nicht möglich, die feierliche Unheimlichkeit zu beschreiben, welche unter der Herrschaft jener fürchterlichen Kältegrade im Freien obwaltet; so etwas muss man erlebt haben, um es zu verstehen. Das Quecksilber ist längst zum festen Metalle erstarrt und lässt sich zu Kugeln formen und schneiden und hämmern wie Blei, das Eisen wird spröde und Beile springen wie Glas; das Holz wird nach Massgabe der in ihm enthaltenen Feuchtigkeit härter als Eisen und widersteht der Axt, so dass nur völlig trockenes Holz sich zum Fällen und Spalten hergibt, die sonst hoch emporflackernde Flamme des Wachtfeuers umleckt nur den entzündeten Holzstoss, sich dicht an ihn anschmiegend. Weit vernehmbar knarrt jeder Tritt im spröde gewordenen Schnee, hell krachend platzen mit mächtigen Schüssen ringsum die Bäume des Urwaldes, ihnen antwortet gleich dem Kanonendonner ferner Batterien ein dumpf nachtönendes unterirdisches Knallen, das die Erde erschüttert. Dieses Knallen rührt vom Bersten der Eisdecken, sowie vom Bersten des gefrorenen Bodens her. Man möchte nicht glauben, dass Pflanzen und Tiere eine so entsetzliche Wärmeentziehung ungefährdet zu ertragen vermögen.

Man würde jedoch irren, wenn man sich nach solchen Schilderungen Vorstellungen von den Leiden machen würde, denen die Bewohner Sibiriens bei dieser Winterkälte ausgesetzt sind.

A. Erman sagt in dieser Beziehung:

In Europa mag es noch auffallen, dass man hier (in Jakutsk) nie von jenen hohen Graden der Kälte als von einer Beschwerde sprechen hört, aber nach einer Winterreise durch Sibirien befremdet dies nicht. Wenn man ostjakische Pelze trägt, werden Nächte, in denen das Quecksilber gefriert, in offenen Schlitten verschlafen, und man liegt mit solcher Kleidung ohne Unbequemlichkeit bei -35^0 C. unter einem dünnen Zelte auf dem Schnee. Nun folgt aber von selbst der Glaube, dass auch bei -50^0 zum Wohlbefinden nichts anderes gehört, als was hier jeder besitzt, gute Pelze für den Aufenthalt im Freien und Brennholz in den Wohnungen. Sorgfältigere Anordnung der Fenster ist sonst noch das einzige Schutzmittel gegen die Kälte, welches man in Jakutsk mehr als in anderen sibirischen Orten bemerkt. Die Eisscheiben in den Winterjurten der Urbewohner, welche mit Wasser vergossen werden und dann völlig luftdicht schliessen, gelten für die vorteilhaftesten.

Der jährliche Wärmegang in unserem Gebiete hat ausser der extremen Variation der Temperatur vom Winter zum Sommer auch noch einige andere Eigentümlichkeiten.

In Finnland wie in den Ostseeprovinzen steigt die Wärme sehr langsam im Frühjahr und sinkt auch langsam im Herbst, die niedrigste Monatstemperatur findet man in der Nähe der Ostsee vielfach erst im Februar. Der Oktober ist viel wärmer als der April und es übersteigt seine Temperatur die mittlere Jahreswärme zum Teil sehr beträchtlich. Im mittleren Russland wird dieser Unterschied zwischen der Temperatur des April und Oktober kleiner, letzterer Monat bleibt aber immer noch über dem Jahresmittel. Das gleiche gilt auch für das Wolgagebiet.

Am Schwarzen Meere ist wieder der Oktober dem April bedeutender an Wärme überlegen (ein Beispiel für den günstigen Einfluss des Windschutzes gegen Norden durch einen Gebirgszug auf die Wintertemperatur findet man hier, wenn man die Januartemperatur von Sewastopol, das den Nord- und Nordostwinden noch offen liegt, mit jener der Orte an der Südostküste der Krim, Jalta und Karabagh in gleicher Breite vergleicht, sie ist hier um 2° höher); einen besonders warmen Oktober haben aber die Orte am Kaspischen Meere, dieselben erinnern an den Temperaturgang im südöstlichen Mittelmeerbecken. Der Temperaturunterschied von Krasnowodsk und Baku erklärt sich wohl aus den vorherrschenden östlichen Winden in dieser Gegend, die im Winter für Krasnowodsk direkt die Steppenkälte bringen, auf dem Wege über das Kaspische Meer aber sich erwärmen. Umgekehrt verhält es sich im Sommer.

An das Gebiet des Kaspischen Meeres mit hoher Herbsttemperatur grenzt ganz nahe an das Gebiet der Kirgisensteppen, in welchem der Oktober wesentlich kälter ist als der April und unter der mittleren Jahrestemperatur bleibt. Die Kirgisensteppen (und wohl auch ganz Westturkestan) zeichnen sich aus durch einen sehr warmen Frühling, dessen Temperatur etwa 2° über der mittleren

Jahrestemperatur liegt, und einen sehr kühlen Oktober. Schwächere Anklänge an diesen Temperaturgang finden wir sporadisch in ganz Westsibirien, so im Ural, in Tobolsk, Krasnojarsk, Semipalatinsk; im flachen Nordsibirien jedoch ist der Oktober etwas wärmer als der April und überall wärmer als das Jahr. Dass das rasche Steigen der Temperatur im Frühjahr mit einem schwachen Winterschneefall oder mit dem Reinfegen der Steppen durch die Winterstürme zusammenhängt, ist wohl kaum zweifelhaft. Die Schneeschmelze ist deshalb in diesen schon südlichen Breiten rasch vorüber und der trockene Steppenboden kann sich dann ebenso rasch erwärmen. Dass jedoch das Oktobermittel so tief unter das Jahresmittel fällt, dürfte schwieriger zu erklären sein.

Dem schon citierten grossen Werke von Wild entnehmen wir folgende Daten über den Eintritt der mittleren Jahrestemperatur im Frühling und Herbst im sibirischen Steppengebiet.

Nukuss und Petro-Alexandrowsk 3. und 4. April, Ft. Perowski, Taschkent 7. und 8. April, Akmolinsk, Irgis 9. und 10. April, Semipalatinsk, Raimsk und Kasanlinsk 11. April.

Taschkent 8. Oktober, Petro-Alexandrowsk, Nukuss, Ft. Perowski 10.—12. Oktober, Raimsk, Irgis, Akmolinsk, Semipalatinsk 15.—18. Oktober.

Zudem wird das Minimum der Temperatur sehr spät (sehr auffallend für ein kontinentales Klima!), erst Ende Januar und Anfang Februar erreicht. Es steigt also die Temperatur von da an ganz ungemein rasch zur mittleren Jahrestemperatur an, bleibt um 11 Tage länger über als unter dem Jahresmittel und sinkt vom Maximum (circa 18. Juli) gleichmässig bis zum verspäteten Minimum.

Im Gegensatze hierzu steht die jährliche Temperatur-Kurve der Orte an der Ostsee, dem Schwarzen und Kaspischen Meer, wo das Jahresmittel erst in den letzten Tagen des April erreicht wird, aber auch erst Ende Oktober (in Poti, Kutais gar erst am 2.—4. November) die Temperatur wieder unter das Mittel herabsinkt. Am

Baltischen Meere wie am Eismeer bleibt die Temperatur länger unter als über dem Mittel, im kontinentalen Klima dagegen länger über als unter dem Jahresmittel.

Dass mit der zunehmenden Kontinentalität nicht allein die regelmässige jährliche, sondern auch die normale tägliche Wärmeschwankung steigt, darauf haben wir schon in der allgemeinen Charakteristik des Kontinentalklimas hingewiesen. Aber nicht allein die regelmässigen, sondern auch die unregelmässigen Wärmeschwankungen nehmen zu, wenn wir uns von Westeuropa nach Russland und Sibirien begeben. Dies könnte manchen überraschen, da man im westlichen und mittleren Europa gern über die grosse Veränderlichkeit der Temperatur klagt und unserem Seeklima die Schuld davon zuschreibt. Während der strengen Winter Mittelrusslands oder gar Sibiriens, so könnte man wohl denken, herrscht dagegen anhaltende beharrliche Kälte ohne grosse Temperatursprünge, die etwa nur den Frühling und Herbst unangenehm machen mögen. So lange man nur die Monatmittel der Temperatur dieser kontinentalen Stationen vor sich hatte, konnte eine solche Ansicht plausibel erscheinen, sobald man aber auch nur die Monatsextreme der Temperatur dieser Orte sich verschafft, sieht man sogleich, dass die unregelmässigen Wärmeschwankungen im Innern Russlands und in Sibirien viel grösser sind als bei uns in Mitteleuropa; nur der eine Umstand kann zu Gunsten der oben erwähnten Ansicht gedeutet werden: die ganze Skala der Temperaturvariationen bleibt zumeist unter dem Gefrierpunkt des Wassers, jener häufige Wechsel von Tauwetter mit Frost, der unsern Winter charakterisiert, findet im kontinentalen Winterklima nicht mehr statt, die Temperatur erhebt sich selten über Null[1]) und nicht genügend lange, um winterliches Tauwetter zu veranlassen. Einen Begriff von den extremen Wärmeschwankungen während des Winters im Innern Russlands und in Westsibirien geben die folgenden Zahlen, welche angeben, wie gross die Temperaturvariation durchschnitt-

[1]) Dass die Temperatur im Winter sich überhaupt nicht mehr über Null erhebt, findet man erst im äussersten Norden und Osten von Sibirien.

lich während 30 Tagen (während eines Wintermonates) ausfällt.

Archangel	29,7°	Kasan . .	29,4	Beresow .	35,0
Ustsyssolsk	30,5	Orenburg .	28,4	Bogoslowsk	38,6
Moskau .	27,4	Irgis . . .	31,0	Enisseisk .	39,9
Kursk . .	25,8	Barnaul .	37,4	Ischim . .	32,7

Die durchschnittlichen Temperaturänderungen innerhalb eines Monats betragen also in Westsibirien 30—40°, während sie im mittleren Europa bloss 20—23° betragen. Wenn dies die mittleren Monatsschwankungen sind, so kann man schon urteilen, wie gross in einzelnen Fällen dieselben ausfallen mögen. So z. B. war am 4. Dezbr. 1860 die Temperatur zu Barnaul noch 2,5° und sank am 16. desselben Monats auf —55,0° herab, eine Aenderung um 57,5° in 12 Tagen; zu Krasnojarsk war am 28. Novbr. 1840 die Temperatur 0,6°, am 30. schon —46,2°, eine Aenderung um 46,8° innerhalb 46 Stunden.

Im Sommer sind auch in Westsibirien die Schwankungen kleiner und erheben sich nicht viel über die auch bei uns zuweilen erreichten Werte. Bogoslowsk, Barnaul und Enisseisk, also die im Winter extremsten Orte ergaben folgende mittlere Monatsschwankung: Juni 25,2°, Juli 20,9°, August 22,8°.

Ein viel besseres Mass für die sogen. „Veränderlichkeit der Temperatur" geben jedoch die Unterschiede der Tagesmittel der Temperatur zwischen je zwei sich unmittelbar folgenden Tagen. Diese Temperaturwechsel sind es eigentlich, die wir als Veränderlichkeit der Temperatur direkt unangenehm empfinden. Man kann nun entweder das Mittel dieser Differenzen nehmen, oder angeben, wie häufig Temperaturschwankungen von einer bestimmten Grösse sind. Diese letztere Methode ist am besten geeignet, die Unterschiede verschiedener Klimate in Bezug auf Temperaturwechsel deutlich vor Augen zu führen, denn sie bringt uns auch die wohl seltenen und daher im Mittel fast verschwindenden, aber doch einflussreichen grossen Wärmewechsel zur Kenntnis. Die nachfolgende Tabelle enthält die Häufigkeit der Temperaturwechsel von einem Tage zum andern der Grösse nach

für Intervalle von je zwei Graden innerhalb eines Zeitraumes von 30 Tagen (Monat) im Winter- und Sommermittel. Da diese Zahlen nur durch die Möglichkeit unmittelbarer Vergleichung Interesse gewinnen, so sind sie vorausgreifend auch schon für Klimagebiete angeführt, die erst später zur Darstellung kommen werden. Den ungeheuren Unterschied in der Veränderlichkeit der Temperatur, namentlich in Bezug auf grosse Temperatursprünge, erkennt man nun deutlich, wenn man aus den Tabellen entnimmt, dass Temperaturwechsel von mehr als 2° auf je 10 Tage kommen: in den Mittelmeerländern an 2[1]), in Nordwest- und Mitteleuropa an 4, in Russland an 6, in Westsibirien an 7 Tagen; Temperaturwechsel von mehr als 10° (im Tagesmittel) kommen in Süd- und Südwesteuropa gar nicht mehr vor, in Mitteleuropa erst in 10 Jahren einmal, in Russland in jedem Jahre fast an je zwei Tagen in jedem Wintermonat, in Westsibirien kommen sie schon mehr als dreimal in jedem Wintermonat vor. Es treten daselbst sogar Temperatursprünge von 20—26° in den Tagesmitteln gelegentlich auf.

Vom Winter zum Sommer nimmt die Veränderlichkeit der Temperatur im Kontinentalklima stärker ab, als im Seeklima und im gemischten Klima, bleibt aber immer noch erheblich grösser, als im letzteren. In den subtropischen Breiten ist Winter und Sommer die Veränderlichkeit nahe die gleiche, örtlich übertrifft sogar darin der Sommer den Winter[2]).

Der jährliche Gang der Veränderlichkeit der Temperatur im Kontinentalklima Europa-Asiens wird charakterisiert durch ein stark ausgeprägtes Maximum im Winter

---

[1]) In dem Mittel für die Mittelmeerländer komparieren in Bezug auf Veränderlichkeit ziemlich differente Oertlichkeiten; nimmt man ein Mittel aus den am wenigst veränderlichen Klimaten, für welche ich die Veränderlichkeit berechnet habe, z. B. Lissabon, Neapel, Kairo, so erhält man folgende Häufigkeit der Temperaturwechsel pro Wintermonat: 2—4°: 4,3mal, 4—6° bloss 0,5mal, 6—8° nur mehr 0,02, also verschwindend klein. An diesen Orten kommen also in jedem Wintermonat bloss 5 Tage vor, an denen die Temperatur zweier aufeinander folgender Tage überhaupt um mehr als 2° schwankt, und nur 1½ Tage im ganzen Winter, an denen diese Aenderung 4—6° und darüber beträgt; in Sibirien gibt es 52 solcher Tage in jedem Winter.

[2]) In Bezug auf die specielleren Verhältnisse der Veränderlichkeit der Temperatur muss ich auf meine Abhandlung in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie verweisen. Aprilheft 1875.

Veränderlichkeit der Tagestemperatur. Häufigkeit einer Temperaturänderung von bestimmter Grösse innerhalb 30 Tagen (Monat).

	NW-Europa	Mittel-Europa	N- u. E-Europa	West-Sibirien	Ost-Sibirien	Mittelmeer-Länder	Südliche Hemisph. Subtropen	Oestliche Union
Zahl der Orte	3	5	5	4	4	8	5	5
Breite . .	52,0°	48,8°	56,3°	55,4°	54,7°	39,6°	34,1°	42,9°
Temperatur-änderung	Häufigkeit im Winter							
2— 4°	8,4	8,5	7,6	7,1	9,0	5,4	7,6	8,2
4— 6	3,1	3,1	5,0	4,9	4,9	1,0	1,8	5,2
6— 8	0,9	1,0	2,8	3,5	2,7	0,3	0,4	3,2
8—10	0,1	0,3	1,7	2,2	1,1		0,04	1,6
10—12		0,1	0,8	1,5	0,5			1,0
12—14			0,5	0,9	0,1			0,6
14—16			0,3	0,4	0,1			0,2
16—18			0,1	0,2				0,1
18—20			0,1	0,2				
20—22				0,1				
22—24				0,03				
Summe	12,5	13,0	18,9	21,0	18,4	6,7	9,8	20,1
	Häufigkeit im Sommer							
2— 4°	7,8	9,0	8,9	8,9	8,3	5,6	8,3	9,1
4— 6	1,6	2,2	2,7	3,0	2,7	0,8	2,8	2,5
6— 8	0,3	0,5	1,0	1,3	0,6	0,3	0,9	0,7
8—10	0,04	0,1	0,2	0,3	0,2		0,3	0,2
10—12			0,1	0,1	0,04		0,1	0,1
12—14			0,03	0,04	0,03			
Summe	9,7	11,8	12,9	13,6	11,9	6,7	12,4	12,6

(Mittelrussland im Januar 3,9° wie in Mitteleuropa 2,2, West- und Ostsibirien schon im Dezember 4,7 und 3,0°), ein zweites gleichfalls gut ausgeprägtes aber schwaches Maximum im Mai, 2,2° in Russland, 2,9° in Westsibirien (sekundäres Minimum durch ganz Europa-Asien im April, entgegen der landläufigen Meinung von der Veränderlichkeit der Temperatur dieses Monats), in Ostasien (wie in Mitteleuropa) erst im Juni, und ein sehr hervortretendes

Minimum im August (Mittelrussland 1,7°, Westsibirien 1,8, Ostasien 1,2, in Mitteleuropa erst im Oktober mit 1,4). Die Mittelwerte der Veränderlichkeit der Tagestemperaturen, d. i. der mittlere Betrag der Temperaturänderung von einem Tage zum andern, beträgt für Mitteleuropa 1,8°, Mittelrussland 2,4, Westsibirien 3,0, Ostasien 2,0 (östl. Nordamerika 2,8, inneres Nordamerika 3,3, subtropische südl. Halbkugel 1,7, Mediterranklima 1,3). In Barnaul beträgt das Dezembermittel 5.6°, November 5,0, Januar 4.9; einzelne Monatsmittel erreichen und überschreiten 6°, der Dezember 1855 hatte sogar eine mittlere Veränderlichkeit von 8,3°, d. h. durchschnittlich selbst zeigte die Temperatur von einem Tage zum andern Sprünge von mehr als 8°.

Wo das Jahresmittel der Temperatur erheblich unter den Frostpunkt sinkt, existiert in einer gewissen Tiefe beständig gefrorener Boden, der allerdings in grösseren Tiefen in Folge der inneren Erdwärme wieder auftaut. Der „Eisboden“ ist eine Eigentümlichkeit des hohen Nordens von Russland, er geht aber in West- und Ostsibirien in ziemlich niedrige Breiten herab. Natürlich verläuft die Aequatorialgrenze des beständig gefrorenen Bodens sehr unregelmässig, weil die Erhebungen des Landes und die Beschaffenheit des Bodens die Verbreitung des Eisbodens wesentlich beeinflussen. (Ueber die Grenzen des Eisbodens in Sibirien siehe Middendorffs Werk über Sibirien, Bd. IV, p. 494 etc.) Nach Wild kann man die Isotherme von —2° C. als die südliche Grenze des Eisbodens ansehen, muss aber dabei berücksichtigen, dass dieselbe für das Meeresniveau gezogen ist und die Temperatur um etwa ½° C. für je 100 m abnimmt, so dass für ein 400 m hohes Terrain der Eisboden schon mit der Isotherme von 0° zusammenfallen kann.

Die Jahresisotherme von —2° betritt nun nach Wild bei der Mündung des Mesen (Eingang des Weissen Meeres) unter dem Polarkreis das russische Gebiet, durchschneidet bei Bogoslowsk schon den 60.° N. Br., senkt sich östlich von Omsk bis 55° und im Amurland unter den 50. Breitegrad herab, unter welchem sie auch die Ostküste Asiens

verlässt. Ganz Ostsibirien und ein grosser Teil Westsibiriens nördlich von 55—57° gehört daher dem Gebiete des Eisbodens an. Im Sommer taut der Boden bis zu einer gewissen Tiefe auf, die von der Sommerwärme und deren Dauer abhängt (zu Beresow z. B. nur bis zu 1—1 ½ m, zu Jakutsk bis zu 1 m), und es entstehen dann infolge des undurchlässigen Untergrundes, des Eisbodens, ausgedehnte Sümpfe, welche die furchtbare Mückenplage des sibirischen Sommers zur weiteren Folge haben. Im Winter stehen die Bäume mit ihren Wurzeln völlig im Eisboden, und sind vom Wipfel bis zur Wurzelzpitze steif gefroren, mumifiziert, wie Middendorff sich ausdrückt.

Wie tief der Eisboden hinabreicht, ist natürlich von den Temperaturverhältnissen des Ortes abhängig. In Jakutsk hat man bekanntlich mit einem bis zur Tiefe von 116 m getriebenen Brunnenschacht den Eisboden noch nicht durchbrochen und man hat nach der Wärmezunahme in diesem Schacht berechnet, dass der gefrorene Boden bis zu 186 m Tiefe hinabreicht. Doch ist nicht jedes Bedenken ausgeschlossen, dass hier der Boden durch das Eindringen der furchtbaren Winterkälte von Jakutsk in diesen Schacht anormal erkaltet ist. An anderen Orten in der Umgebung von Jakutsk reicht der Eisboden wohl nur bis zu 90 m Tiefe.

Die Niederschlagsverhältnisse von Russland und Westsibirien sind, mindestens was ihre jährliche Verteilung anbelangt, sehr gleichförmig. Ueber dem ganzen ungeheuren Gebiet herrschen die Sommerniederschläge vor. Der kontinentale Winter ist arm an Niederschlägen, wenigstens in den Niederungen, doch versichert uns Middendorff, dass trotz des furchtbar kalten Winters in den Gebirgswaldungen am Jenissei unter 60° N. Br. der Schnee 2 ½ m tief liegt und ihm die Angaben von 4 m glaubhaft scheinen. Auf den Ebenen herrscht örtlich ein Schneemangel, welcher der Schlittenfahrt hinderlich ist und selbst in Sibirien gestattet, die Pferde im Winter bei Scharrfutter zu halten (z. B. um Krasnojarsk, noch mehr in Ostsibirien südlich von Irkutsk).

Jährliche Regenverteilung in Russland, Sibirien und dem Nordosten von Asien.

	Russ. Ostseeländer	Mittel-Russland	Ural	West-Sibirien	N-Küste d. Schwarzen Meeres	SE-Russland	Ost-Asien Festland	Ost-Asien Japan
	8	7	5	3	5	7	6	c. 8
Dezbr.	6	6	3	5	7	6	1	5
Januar	5	5	3	3	5	6	1	3
Febr.	5	5	3	3	5	5	1	3
März	6	6	3	3	7	5	2	7
April	6	6	5	5	8	7	3	9
Mai	8	9	10	7	8	11	7	8
Juni	9	12	16	17	16*	15*	14	13*
Juli	12	15*	20*	18*	15	11	25*	10
August	12*	12	17	16	7	10	22	11
Septbr.	11	10	9	9	8	9	15	12
Oktbr.	11	8	6	7	6	7	6	13*
Novbr.	9	6	5	7	8	8	3	6
Jahress.	50	51	41	37	38	39	41	130

Die Sommerniederschläge werden in den Kontinent hinein immer mehr vorherrschend und die jährliche Periode der Niederschläge nimmt so einen immer ausgeprägteren Charakter an. In den Ostseeprovinzen fallen im Sommer 33%, in Mittelrussland 39%, am Ural (Ostseite) 53% und im ebenen Westsibirien 51% der Jahresmenge des Niederschlags. Die Quantität der Niederschläge nimmt nach Osten hin ab, wegen der Schwierigkeit der Messung der Schneeniederschläge des Winters bleibt die totale Niederschlagsmenge besonders in den Steppengebieten etwas unsicher. Die Steppen Südrusslands haben Frühsommerregen (wie die ungarische Niederung, nur noch ausgeprägter). Die Regenmenge nimmt im August rasch ab, doch fallen immerhin im Sommer 38% der jährlichen Niederschlagsmenge, die allerdings nicht gross ist. In Südostrussland, am Kaspischen Meer, jedoch, nördlich vom

Kaukasus tritt eine Tendenz zu Herbstregen hervor, doch fällt auch hier das Maximum auf den Juni. Nur die Südküste der Krim hat ein Herbst- und Wintermaximum und es bildet hier das Gebirge die Grenze zwischen den vorherrschenden Sommer- und Winterniederschlägen, wie folgende von Köppen gegebenen Zahlen nachweisen.

Nordseite des Gebirges	Jahres-menge	Winter	Frühj.	Somm.	Herbst	Südseite des Gebirges	Jahres-menge	Winter	Frühj.	Somm.	Herbst
Obrloff	164	17	23	38*	22%	Sewastopol	234	27	19	21	33*%
Simpheropol .	419	22	23	33*	22	Nikita . .	214	26	21	19	34*

Während hier in der Krim das Mediterran-Regengebiet durch das Gebirge scharf von dem kontinentalen Sommerregen getrennt ist, lässt sich keine bestimmte Grenze angeben zwischen dem Gebiet der Sommerregen von Westsibirien und der nördlichen Kirgisensteppen und jenem der vorwiegenden Winterregen südlich davon in Westturkestan und Buchara. Nach A. Erman erstrecken sich die vorwiegenden Niederschläge der kälteren Jahreszeit im Norden von Taschkent mindestens bis zum Fluss Tschu (circa 45° N.).

Die Grenze der regelmässigen und ziemlich ergiebigen Sommerregen Südrusslands nach Osten hin ist nach Woeikoff sehr markiert. Sie wird gebildet durch das Steilufer auf der rechten Seite der Wolga zwischen 50 und 48° und hierauf durch einen Höhenzug, Ergeni genannt, der dessen Fortsetzung nach SW bildet bis zur Kuma-Manitsch-Niederung unter 46°. Oestlich von diesen Höhenzügen ist das Land tief gelegen und flach, salzhaltig und wüst, auf der Westseite dagegen sind die Sommerregen regelmässig und ist der Boden mit einer reichen natürlichen Vegetation von Gramineen bedeckt; ein grosser Teil des Landes ist schon unter Kultur und gibt reiche Ernten von Weizen.

Was die Verteilung der Quantität der Niederschläge anbelangt, so liegen zunächst die regenreichsten Gebiete Südrusslands (Mingrelien, Redut Kale und Kutais mit 150,

Lenkoran mit 131 cm) schon ausserhalb unseres Gebietes der kontinentalen Sommerregen. In Finnland und den Ostseeprovinzen beträgt der Regenfall noch zwischen 50—60 cm, im mittleren Russland liegt er zwischen 40 bis 50 cm und nimmt nach Ost und Südost rasch ab, wie folgende Zahlen dies zeigen.

Kiew 49, Kostroma 49, Kursk 43, Lugan 34, Kasan 35, Samara 38, Orenburg 45, Astrachan und Novo-Petrowsk 12—13 cm.

Kischinew 44, Odessa 36, Nicolajew 33, Simpheropol 42, Sewastopol 23.

Dolmatoff (Perm) 32, Katharinenburg 34, Nijne Taguilsk 49, Bogoslowsk 39, Tobolsk 46, Ischim 42, Barnaul 23.

Der Ural hat sehr reichliche Sommerregen, noch in Dolmatoff fallen im Juli durchschnittlich 66 mm, in manchen Jahren weit über 100 mm, in Zlatoust durchschnittlich 95, in N. Taguilsk 92, Katharinenburg 78 mm.

Zu Dolmatoff, auf der asiatischen Seite des Ural, wo 50 % der Niederschläge im Sommer fallen, treten dieselben meist ein, wenn nach heissem Wetter bei Windstille oder schwachem W und SW der Wind sich rasch nach NE, N und NW dreht, es bleibt dann längere Zeit schlechtes kühles Wetter. Während des Winters fallen dagegen die meisten Niederschläge bei Winden aus SE bis W, während im Sommer die SW-Winde trocken sind. Auch in Tobolsk bringt im Sommer der NE die grösste Regenwahrscheinlichkeit, der S und SW die kleinste. „Die SW-Winde sind am Altaigebirge so trocken", sagt Teplouchoff, „dass sie in kurzer Zeit die ganze Vegetation, die ihnen ausgesetzt ist, zum Absterben bringen. Wenn man im südwestlichen Altai einen Berg besteigt und nach NE hinsieht, so hat man eine öde Landschaft vor sich, die nur mit Artemisia-Arten und andern dürftigen Steppenpflanzen bedeckt ist und daher von weitem gelbgrau erscheint. Stellt man sich aber so, dass man SW vor sich hat (also die nordöstlichen Abhänge der Berge), so sieht man eine mit frischem Grün, ja sogar oft mit einigen Waldüberresten bedeckte Gegend."

Schon zu Samara und Orenburg sind im Sommer die SE- und SW-Winde die trockensten, die W-, NW- und N-Winde die feuchtesten. Was für den Sommer Mitteleuropas die W- und NW-Winde sind, die Bringer anhaltender Nässe und Temperaturerniedrigung, das scheinen für den Sommer Westsibiriens die N- und NE-Winde zu sein.

Man hat die Ursache der Steppenbildung in Südrussland auf den mangelnden Sommerregen zurückführen und dieselben sogar dem mediterranen Gebiet der Sommerdürre und der Winterniederschläge einverleiben wollen. Dass dies keineswegs der Fall ist, wurde schon durch die vorausgegangene Tabelle der Regenverteilung und die daran geknüpften Bemerkungen nachgewiesen. Hr. Woeikoff spricht sich darüber folgendermassen aus:

„In der Steppe fällt das Maximum des Regens auf den Monat Juni. Die zwar bedeutenden Regenmengen des Juni haben jedoch keinen befruchtenden Einfluss auf das Erdreich, weil sie in Form von Gewittergüssen jählings herabstürzen und an der Erdoberfläche, ohne tiefer einzudringen, abfliessen. Herbst und Winter sind arm an Niederschlägen, und überdies gestattet der in der Steppe herrschende Burán (Schneesturm) keine Ansammlungen einer tieferen Schneelage, weshalb auch die Schneeschmelze im Frühlinge dem Boden keine für eine Vegetation hinreichende Wassermenge zuzuführen vermag. Die charakteristische baumfeindliche Eigenschaft der südlichen Steppenregionen besteht also nicht in dem Mangel an Sommerregen, sondern umgekehrt darin, dass der meiste Regen gerade im Sommer in starken Platzregen fällt und der Bodenfeuchtigkeit nicht zu gute kommt, während die Niederschläge in jenen Jahreszeiten, in welchen sie dem Boden am meisten Wasser liefern, fehlen. In den Mittelmeerländern, in Montpellier, Toulon, Palermo, ist der Sommer viel regenärmer, aber die Bodenfeuchtigkeit wird durch die Herbst- und Winterregen reichlich genährt.

In den mit Vegetation bedeckten Gebieten wird die Hitze des Sommers durch die Vegetation gemildert, Gewitter sind seltener. Die Regen sind sanft aber länger

andauernd und erreichen ihr Maximum erst im Juli und August. Hier fehlt der schneeverwehende Sturm, weshalb reichlicher Schnee den Boden mit einer mächtigen Hülle deckt, welche im Frühling geschmolzen wird und die Bodenfeuchtigkeit und dadurch die Fruchtbarkeit des Landes bedeutend erhöht."

Die Wichtigkeit der Winterniederschläge für die Bodenfeuchtigkeit steht ausser allem Zweifel, es scheint uns aber auch die Ansicht Woeikoffs über deren Beziehung zur Baumvegetation sehr beachtenswert.

Kaemtz beweist durch die folgenden von ihm berechneten Zahlen die Abnahme der Häufigkeit der Niederschläge in Europa nach SE hin, d. i. die Abnahme der Regenwahrscheinlichkeit in dieser Richtung.

Zahl der Regentage eines Monats und Regenwahrscheinlichkeit während der Vegetationsperiode (April bis September incl.):

	Regen-wahrscheinlichkeit	Zahl der Regentage
London . . .	0,46	13,9
Oesterreich . .	0,39	11,6
Ostseeküste . .	0,40	12,1
Warschau . .	0,40	12,1
Kiew	0,35	10,6
Schwarzes Meer	0,25	7,4
Steppengebiet .	0,22	6,7
Astrachan . .	0,20	6,1

Die Vegetation bedarf nicht nur einer gewissen monatlichen Regenmenge, es muss dieselbe auch richtig über den Monat verteilt sein, d. h. es spielt auch die Zahl der Regentage eine grosse Rolle. Dazu kommt, wie wir schon früher erwähnt haben, dass sie in einem lufttrockenen und heissen Klima viel mehr Regen bedarf, als in einem kühleren.

Feuchtigkeit und Bewölkung. Von den Aenderungen der Luftfeuchtigkeit und der Bewölkung mit dem Uebergang aus dem Seeklima Westeuropas in das Kontinentalklima Osteuropas und Asiens haben wir schon früher eine allgemeine Darstellung gegeben.

In Archangel und Kem am Weissen Meer ist das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit 83—84 %, der

trockenste Monat sinkt nicht unter 72% herab. Auch die Orte am West- und Südufer des Kaspischen Meeres haben eine grosse Luftfeuchtigkeit das ganze Jahr hindurch. Baku 80% (trotz der geringen Regenmenge hat der trockenste Monat Juli noch 71%), Derbent 80, Lenkoran 88 (Nov. 93, Juni 81, somit den feuchtesten Klimaten der Erde angehörend). Auch die Orte im Ural und in Nordsibirien überhaupt haben eine gleichmässig hohe Luftfeuchtigkeit von 78—80%.

Die trockensten Orte, von denen Beobachtungen vorliegen, sind jene der Kirgisensteppen, aber auch bei diesen ist das Jahresmittel wegen der hohen relativen Feuchtigkeit des Winters nicht niedrig, z. B. Orenburg Jahr 76%, Juli 58; Uralsk (Irgis) 65, Juni 43; Kasanlinsk 67, Juni 48; Aralsk 68, Juni 45; Nukuss (1 Jahr) 63%, Juni 42%.

Die Verhältnisse der relativen Feuchtigkeit in Mittelrussland entfernen sich kaum von jenen Mitteleuropas.

Der jährliche Gang der Bewölkung ist im europäischen Russland charakterisiert durch ein Maximum im Winterhalbjahr, namentlich November, und ein Minimum im Sommer (Juni, Juli, August). Im Ural, wie in Westsibirien ist gleichfalls der November der trübste Monat, dagegen tritt die geringste Trübung des Himmels schon im März ein, der Sommer hat eine gleichmässige Bewölkung von 50—60%. Die grösste Trübung herrscht am Weissen Meer 72% und an der Ostsee 67%, die Trübung nimmt nach SE hin ab, beträgt aber in Mittelrussland und an der mittleren Wolga immer noch 65%, in den südrussischen Steppen und am Kaspischen Meer 58 bis 54%, sinkt aber in der Umgebung des Aralsees auf 31% herab. Hier wetteifert der Himmel in Bezug auf Heiterkeit nahezu mit den begünstigten Gegenden des Mediterrangebietes, im Sommer beträgt die Bewölkung nur 12—16%, Sibirien hat wieder höhere Bewölkung 50 bis 60%, am Ural 64%.

Die Gegensätze liegen also am Weissen Meer und am Aralsee, dort sind das ganze Jahr durchschnittlich mehr als 7 Zehntel des Himmels mit Wolken bedeckt,

hier nur 3 Zehntel; dort werden kaum im Juli 4 Zehntel des Himmels frei von Wolken, hier im August fast volle 9 Zehntel.

Eine eigentümliche Bildung von Frostnebeln schildert uns Middendorff aus Centralsibirien.

Sobald im Winter die Gewässer mit dickem Eis sich bedeckt haben, sinkt der Wasserdampfgehalt der Luft im Innern Sibiriens zu einer fast verschwindenden Grösse herab (bei —40° C. kann ein Kubikmeter Luft nur mehr 0,17 Grm. Wasserdampf enthalten). In der That begannen im Taymirlande schon zu Anfang Oktober die vorzüglich mondhellen und sternklaren Nächte, deren Licht grell gegen den Grund des ungewöhnlich dunklen Himmels abstach. Nun reiste ich weiter ins Innere Sibiriens hinein, die äussersten Frostgrade meldeten sich, das Quecksilber gefror und trotz der unerhörten Trockenheit der Luft umgab mich bisweilen ein undurchdringlicher Nebel, der Frostnebel, durch welchen die Sonne selbst kaum durchzublicken vermag. Oft ist es unmöglich, auch nur die Himmelsgegend zu erkennen, in der man die Sonne suchen soll, welche bei minder dickem Frostnebel als tiefrote Scheibe erscheint, die man unverwandt betrachten kann. Bei noch geringerer Dicke des Frostnebels kam es bisweilen vor, dass er nur über der Erdfläche allein lagerte und, bei übrigens ganz heiterem Himmel über dem Haupte des Beobachters, die Ferne entweder ganz verhüllte oder in die blaugrauen Tinten unserer Gebirgslandschaften kleidete. Wo zufällig etwas offenes Wasser vorhanden, oder wo Tiere ausdünsten, da verdoppelt sich die Dichtigkeit des Nebels. Nur 30 Schritte von mir sah ich eines Abends bei fast 50° Frost eine kleine undurchsichtige Nebelwolke bei mir vorbei, dicht über den Erdboden fortziehen. Diese Wolke glich in ihrem Aussehen vollkommen einer von denen, die bisweilen im Herbste am Himmel Livlands schwer herabhängen. Ihre Umrisse waren scharf begrenzt und geballt. Es ergab sich, dass es eine vorbeiwandernde Herde von vierzig erwachsenen Renntieren war, deren Ausdünstung dieselben in der Weise umwölkte und vollkommen unsichtbar machte.

Luftdruck und Winde. In Bezug auf die Winde haben wir unser Gebiet in zwei Teile zu scheiden, einen nördlichen mit vorwiegenden westlichen Winden (wie im mittleren und westlichen Europa) und einen südlichen mit vorwiegenden östlichen Luftströmungen.

Das Gebiet der SW- und W-Winde erstreckt sich im Winter bis an den Jenissei, wie zuerst Middendorff angegeben hat. Ganz Westsibirien, nördlich von 53.° etwa, vom Ural bis über den Jenissei gehört im Winter

noch in das Gebiet der vorherrschenden SW-Winde und dessen Witterung wird noch beherrscht durch die atlantischen Depressionen, die ins europäische Eismeer oder durch das europäische Russland nach Osten landeinwärts ziehen. Dass das offene europäische Eismeer seinen Einfluss bis nach Westsibirien hinein behält, ist nicht so auffallend, als es vielleicht demjenigen scheinen mag, der bloss eine Erdkarte in Merkatorsprojektion vor sich hat. Messen wir auf einem Globus die Distanz von Enisseisk bis in das Eismeer westlich von Nowaja Semlja, so fällt diese nicht grösser aus, als jene von Budapest bis gegen die Faröer. Südlich von 53° scheint die Herrschaft des SW-Windes aufzuhören und ein Uebergangsgebiet zu den vorherrschenden östlichen und nordöstlichen Winden zu liegen, diese letzteren herrschen schon entschieden in Krasnowodsk, am Sir Daria und in Taschkent.

Auch im europäischen Russland treffen wir südlich von 50° N. Br. zuerst ein noch unentschiedenes, dann tiefer nach Süden etwa von 48° an ein ausgesprochenes Vorwiegen der östlichen und nordöstlichen Winde, wie z. B. in Lugan, Taganrog, Simpheropol, Odessa.

Diese Scheidung des russischen Reiches in zwei Windgebiete im Winter hängt, worauf zuerst Woeikoff aufmerksam gemacht hat, zusammen mit der Luftdruckverteilung, d. i. mit jener Zunge hohen Luftdruckes, die sich vom grossen Barometermaximum Ostasiens durch Westsibirien und das südliche Russland bis in das südliche Mitteleuropa hinein erstreckt. Die Linie, von welcher aus der Luftdruck beiderseits abnimmt, nach Norden gegen den Nordatlantischen Ocean und das Eismeer, sowie nach Süden hin gegen das Kaspische und Schwarze Meer, welche Woeikoff die „grosse Achse des Kontinents" genannt hat, verläuft in etwas südwestlicher Richtung von Ostsibirien her, und findet sich etwa unter dem 53.° in Westsibirien und unter dem 47. Breitegrad in Oesterreich. Nach Rykatcheff durchzieht sie das europäische Russland vom Uralfluss unter 50° über Zarizyn an der Wolga nach Alexandrowsk am Dnjepr und erreicht nördlich von Kischinew die Karpathen.

Nördlich von dieser westwärts vorgestreckten Zunge des ostasiatischen Wintermaximums des Luftdrucks herrschen die südwestlichen Winde vor und überwiegt noch der Einfluss des Nordatlantischen Oceans und des offenen Eismeeres, südlich davon herrschen die östlichen und nordöstlichen Winde und mit ihnen der kontinentale Einfluss.

Vom Winter zum Sommer ändert sich aber die Luftdruckverteilung über dem asiatischen Kontinent bis zu einem durchgreifenden Gegensatz[1]). An die Stelle des Barometermaximums tritt ein Barometerminimum, während im Westen der Luftdruck steigt oder wenigstens konstant bleibt. Im Juli dringt nun umgekehrt eine Zunge höheren Luftdruckes von SW her nach E in das europäische Russland ein. Die Isobaren verlaufen (nach Rykatcheff) im Norden nahezu von W nach E und biegen dann, ein Knie machend oder im weiten Bogen verlaufend, nach S um (die Isobaren von 761 mm unter 20° E. L., von 760 mm unter 27° E. L., von 758 mm unter 42° E. L., von 757 mm unter 52° E. L. Im August dringt der hohe Luftdruck noch weiter nach Osten hin vor.) Die Folge davon ist eine Drehung der Windrichtung über dem europäischen Russland aus der südwestlichen Richtung des Winters nach W, NW und N. In Westsibirien verlaufen (nach Stelling) die Isobaren im Juli mehr von NE nach SW, indem das Barometerminimum in Mittelasien etwa nach Turkestan zu liegen kommt, während in Ostsibirien nördlich vom Baikalsee noch immer höherer Luftdruck sich hält. Dies gibt für Westsibirien eine Tendenz zu nördlichen und nordöstlichen Winden im Sommer, also vom Eismeer her, welche nasskalte Luft in das Gebiet hoher Sommerwärme bringen.

---

[1]) Die jährliche Aenderung des Luftdruckes im südlichen Teile W-Sibiriens gehört zu den grössten, die wir auf der Erdoberfläche kennen. Einige Beispiele mögen dies beweisen (die Luftdruckmittel sind auf das Meeresniveau reduziert).

	Max.	Min.	Diff.	
Enisseisk	770,7	753,9	16,8	
Barnaul	771,7	752,0	19,7	
Semipalatinsk	773,1	752,3	20,8	
Nukuss und Petro-Alexandrowsk	769,0	754,5	14,5	liegen viel westlicher als die andern Orte.
Taschkent	770,2	752,1	18,1	

In Orenburg beträgt die Aenderung nur 12,6, in Tambow 10,4, in Moskau 6,1.

Aus den nachfolgenden Zahlen, welche die Häufigkeit der 8 Hauptwindrichtungen im Winter und Sommer angeben, ersieht man die Beziehungen zwischen der geschilderten Luftdruckverteilung und den Aenderungen in der herrschenden Windrichtung. Die Tabelle der Häufigkeit der Winde zeigt ziffermässig, was wir früher allgemein ausgesprochen, im Winter die Herrschaft der SW-Winde in der nördlichen Zone unseres Gebietes, die der E-Winde in der südlichen Zone. Im Sommer dreht sich der Wind nach NW und N, im nördlichen Theil Westsibiriens nach N und NE. In den südlichsten Teilen zeigen die Krim und Turkestan im Sommer eine Abnahme der E- und NE-Winde, eine starke Zunahme der Westwinde, als wenn sie schon teilweise wenigstens auf der Südseite eines Barometerminimums liegen würden.

Die ganze nördliche Eismeerküste hat, worauf Kaemtz zuerst aufmerksam machte, einen Sommermonsun vom Meere her, der seiner Nässe und Kälte wegen das Klima der Küsten sehr verschlechtert[1]).

Bei der sehr selten durch Tauwetter unterbrochenen strengen Winterkälte Sibiriens bleibt der Schnee trocken, sandartig locker. Brechen dann Cyklonen von der West- oder vielleicht auch von der Nordseite her mit den sie begleitenden Stürmen über Westsibirien herein, so heben diese letzteren den Schnee in dichten Massen vom Boden auf und gleichen so den Sandstürmen der Wüste. Die Kraft des Sturmes wird mehr als verdoppelt durch die mitgeführten festen Körper. Dies sind die gefährlichen Burane, die übrigens auch schon in den Steppen Südrusslands vorkommen.

Nach Wesselowski heissen alle starken Winde in den Steppen Russlands und in Sibirien Burane. Die Bewohner unterscheiden zwischen dem Sommer- und Winterburan; der erstere zeichnet sich durch drückende

---

1) Die 1jährigen Beobachtungen zu Tolstyi Nos am untern Jenissei (70° N.) ergeben folgende Windverteilung (in Proc.):

	NW, N, NE	E	SE, S, SW	W
Winter	17	27	52	4
Sommer	56	10	23	11
Sommer bis Winter	+ 39	− 17	− 29	+ 7

also einen sehr ausgesprochenen Monsuncharakter.

Häufigkeit der Winde in Prozenten.

Land	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
			Winter					
West-Europa . . .	6	7	9	11	15	24*	18	10
Mittel-Russland . .	8	7	9	14	16	17*	17	12
S- u. SE-Russland [1])	9	12	19*	14	11	11	13	11
Krim [2])	11	18	25*	11	7	9	11	8
Nördl. W-Sibirien	5	6	4	13	13	30*	17	12
Turkestan	11	16	22*	15	6	6	13	11
			Sommer					
West-Europa . . .	9	8	6	7	10	22*	20	18
Mittel-Russland . .	12	9	9	10	10	15	18*	17
S- u. SE-Russland	11	11	16	10	10	11	17*	14
Krim	5	8	25*	13	7	13	21*	8
Nördl. W-Sibirien	13	15*	6	11	10	17*	10	8
Turkestan	16	10	10	8	6	9	26*	15
Aenderung vom Winter zum Sommer (Sommer bis Winter).								
West-Europa . . .	+3	+1	−3	−4	−5	−2	+2	+8
Mittel-Russland . .	+4	+2	0	−4	−6	−2	+1	+5
S- u. SE-Russland	+2	−1	−3	−4	−1	0	+4	+3
Krim	−6	−10	0	+2	0	+4	+10	0
Nördl. W-Sibirien	+8	+9	+2	−2	−3	−13	−7	+6
Turkestan	+5	−6	−12	−7	0	+3	+13	+4

Hitze aus, dichter Staub erhebt sich, verdunkelt die Luft und dringt trotz der geschlossenen Fenster und Thüren in die Häuser; der letztere zeichnet sich durch den mitgeführten Schnee und „Stiem“ aus. Bosse zählte in Ufa jährlich durchschnittlich 12 Burane, davon kommen 11,2 auf die Monate November bis März. Während eines heftigen Winterburans verlieren Menschen und Tiere völlig jede Orientierung. Die Leute erfrieren wenige hundert Schritt

[1]) Nach Kaemtz, Klima der südrussischen Steppen. Repert. II, 293. Hier sind allerdings auch die Stationen der Uebergangszone in das südliche Windgebiet mit eingeschlossen.

[2]) Nach Köppen. Das taurische Gouvernement bildet, wie man sieht, für sich ein selbständiges Windgebiet im Sommer.

von ihren Wohnungen, bisweilen selbst auf den Strassen der Dörfer. Das Vieh flieht vor dem Winde und läuft ohne anzuhalten vielleicht 100 Werst und nicht selten stürzt es in Abgründe oder über steile Ufer hinab und kommt um. Der Schaden, den ein Buran zuweilen in den Viehherden anrichtet, ist ein ungeheurer. Selbst noch in den Steppen der Krim kommen gelegentlich Burane vor, die vielen Schaden im Viehstand zur Folge haben.

Eine besonders ausführliche Darstellung des Phänomens der trockenen (d. h. nicht mit Schneefall vom Himmel begleiteten) Schneestürme Sibiriens hat Middendorff in seinem grossen Reisewerk gegeben. Wir entnehmen daraus das folgende:

Der Schneesturm oder Buran ist eine Eigentümlichkeit der waldlosen Flächen und der Tundren jenseits der klimatischen Waldgrenzen.

So weit der Wald reicht und den Winden zu wehren vermag, liegt der Schnee überall gleichmässig tief, er liegt so locker, dass der Mensch sich nicht ohne Schneeschuhe aus seiner Hütte wagt und zu Anfang des Winters sogar versinkt, obgleich er mit Schneeschuhen ausgerüstet ist. Man erreicht die Tundra und nirgends ist von Schneeschuhen mehr die Rede. Die Schneedecke liegt auf der Tundra entweder nur als dünner Teppich über dem Boden ausgebreitet, oder zu kaum glaublichen Massen zusammengetragen gleicht sie die Vertiefungen und Schluchten aus, ist aber dabei so fest zusammengepeitscht, dass sie den Menschen trägt.

Wer es nicht selbst erlebte, hat keinen Begriff von der unwiderstehlichen Gewalt, mit welcher der Sturmwind in seiner äussersten Wut über diese waldlosen nordischen Ebenen als Orkan dahinrast; mit grösster Anstrengung vermag man sich kaum auf den Beinen zu erhalten, statt von Luft wird man von Schneeteilen umwirbelt, welche aus allen möglichen Richtungen entgegenstieben; der Ausdruck, dass man die Hand nicht vor den Augen sieht, ist viel zu schwach, denn das Peitschen der Schneeteile gestattet nicht, die Augen zu öffnen, es braust in den Ohren, ja man kämpft bisweilen mit der Furcht zu ersticken, da der wütende Luftbrei das Atmen bedrängt.

Bei alledem möchte das Wesen dieser Schneestürme durch ihre Wucht allein kaum genügend bezeichnet werden. Sie sind, soweit ihr fast betäubender Eindruck meinem Urteile Raum liess, hauptsächlich als eine Heeresmacht dicht neben- und hintereinander fortrückender Wirbel zu betrachten, es sind Schneewirbelstürme, deren Gewalt sich in einzelnen Fällen bis zur Erzeugung von wahren Schneehosen steigert. Man wird in dem unbegreiflichen, unwiderstehlichen Gewirre so irr, dass der in

den allgemeinen Wirbel mit hineingerissene Verstand nichts mehr zu unterscheiden vermag; deshalb und wegen der unwiderstehlichen Wucht der Elemente werfen Menschen und Tiere sich hin, werden bald gleich jedem anderen Hindernisse mit Schnee überschüttet, von einem schützenden Schneewall umhäuft und müssen geduldig abwarten, bis das Wüten vorüber ist, das sich meist in einem Tage erschöpft und nur selten zwei, drei, noch seltener mehr Tage anzuhalten vermag. Ich habe es selbst erlebt, dass ich in Dúdino (am Jenissei 69½° nördl. Br.) trotz des vorsichtigsten und langsamsten Vorrückens, auf das ich mich versuchsweise einliess, ein Haus verfehlte, welches keine 30 Schritte in genau bekannter Richtung vor mir stand. Ich verirrte mich ungeachtet aller Vorsichtsmassregeln und es gelang mir auch nicht, mich zurecht zu finden, obgleich ich ringsum von nahe abstehenden Häusern umgeben war. Man geht wenige Schritte beim gesuchten Ziele vorbei, trotzdem es nichts geringeres als ein ganzes Haus ist; man hört in dem betäubenden Toben weder Rufen noch Schiessen. Hätte mir damals nicht ein Verhack als leitender Faden gedient, ich wäre das Opfer meines Unglaubens geworden.

Schneestürme kommen bei bedeutender Kälte vor. Am 31. Oktober erlebte ich bei —34° im Taimyrland einen tüchtigen Buran, am 6. November abermals bei Dúdino, den ärgsten, der mir jemals vorkam, bei mehr als 31° C. Frost. Häufiger aber ist der Schneesturm, insbesondere der Schneewirbelsturm, ein Vorbote oder ein Begleiter des Nachlassens der Kälte; im späteren Frühjahr erwärmt sich die Luft während des Schneesturmes so sehr, dass man zum Schlusse statt des Schnees mit Schlacken und Wasser überschüttet wird. Solche Schneestürme, zu denen sich Nachlassen der Kälte gesellt, sind gewöhnlich zugleich von Schneefall begleitet, und das ist es, was in den nordischen Tundren, wo man das Wort Buran kaum kennt, die dort allgemein gebrauchte Benennung Purgá hauptsächlich charakterisiert. Helmersen teilt uns mit, dass in der Kirgisensteppe der von Schneefall begleitete Sturm unter dem Namen „Buran von oben“ von dem, den ich Schneewirbelsturm nenne, dem „Buran von unten“ unterschieden wird. Doch mag der Schnee in noch so grossen Flocken herabfallen, dieselben mögen von noch so argem Winde gepeitscht werden, er ist ohnmächtig im Vergleiche mit den Schrecken, die der echte Schneewirbelsturm mit sich führt. Die Verwüstung, mit welcher dieser in einzelnen Wintern sich über die Steppen Südrusslands hinwälzt, ist aus zahlreichen Berichten nur zu wohl bekannt. Hunderttausende von Pferden, Rindern, Kameelen und Schafen kommen in manchen Wintern in ihnen um, sowie auch viele Menschen: aber unter diesen bekanntlich nur selten Nomaden.

Die Zeiten der jähesten Temperatursprünge im Frühjahr und Herbst sind auch diejenigen der eng mit ihnen verbundenen Schneestürme, der Kern des Winters hält Ruhe.

Zur Vermittlung einer lebhafteren Vorstellung des Klimas von Nordsibirien entlehnen wir nach **Köppen** der ausführlichen Schilderung des Ganges der Jahreszeiten bei Turuchansk, 66° N. am untern Jenissei (der Januar hat hier —30°, der Juli 17° Mittelwärme) von **Tretjakow** die folgenden Angaben:

Im März fallen bei SE, S und SW grosse Mengen Schnee; die Schneehühner beginnen den Rückzug nach dem Norden. Die zweite Hälfte des April zeichnet sich durch klares Wetter aus; das Thermometer erreicht an der Sonne zuweilen 18° C. Es kommen die ersten Gimpel an, ihnen folgen die Adler. In der ersten Hälfte des Mai wechseln bei starken, in Stössen wehenden S-, SE- und E-Winden Regen mit sehr starken Schneestürmen [1]) und seltenen klaren Tagen ab. Um den 10. Mai beginnt der Zug der Gänse; mit ihnen erscheint zuweilen ein in Turuchansk sehr seltener Gast, der Staar, sowie einige Möwen; mit grösster Freude wird von den Einwohnern der Stadt jeder neue Vogel und das Erscheinen des Frühlingshochwassers begrüsst. Im letzten Drittel des Mai bricht der Jenissei seine Eisdecke, nach ihm die untere Tunguska. Mit ungemeiner Schnelligkeit tritt nun die Wärme, tritt auch das Pflanzen- und Tierleben ein. So fiel noch am 1. Juni 1860 bei $-2\frac{1}{2}°$ Schnee in die winterliche Landschaft; nach 4 Tagen trat ein Gewitter ein; am 12. Juni zeigte das Thermometer an der Sonne bereits 30° R. Um die Mitte des Juni erreichen die Flüsse ihre grösste Höhe: das Wasser des Jenissei steigt um 15—25 m. Scharen von Zugvögeln durchziehen die Luft, in welcher man fortwährend das Rauschen ihrer Flügelschläge hört. Zum mannigfaltigen Chorus der Vögel gesellt sich der schrille Pfiff des Burunduk (Tamias striatus), der Schrei des Hasen, das Rieseln der Bäche und der Lärm der von den hohen Ufern des Jenissei herabstürzenden Wasserfälle. An niedrigen, sandigen Stellen brechen fast auf jedem Schritte Quellen aus kleinen runden Löchern hervor, stellenweise mit solcher Stärke, dass sie kleine Springbrunnen bilden. Um den grauen alten Glockenturm der Stadt wird es lebendig, von Tausenden zwitschernder Schwalben.

Um die Mitte des Juni belaubt sich der Wald vollständig und man beginnt in den Gemüsegärten Rüben, Rettig, Kartoffeln und Runkelrüben zu setzen; obwohl die Erde nur $\frac{1}{3}$—$\frac{1}{2}$ m aufgetaut ist, wächst das Gemüse recht gut. Im Jahre 1859 wurden am 17. Juni neben der Stadt, an einem sonnigen Orte, 9 Pfund Gerste ausgesäet; zum 30. Juni trat sie aus der Erde, um den 29. Juli schoss sie in Aehren, und um die Mitte des August blühte sie; wegen eingetretener Kälte musste die Gerste zwar am 6. September unausgereift abgenommen werden, dann gab sie gedroschen

[1]) Purga, vergl. unten.

60 Pfund an Korn. Gegen Ende Juni wird die Hitze drückend und es erscheinen Myriaden von Mücken und verschiedenen Fliegen; das Wetter ist meist heiter. Prachtvoll sind die stillen, hellen Nächte in dieser Zeit. Am 19. und 20. Juli erreichte die Temperatur nach Tretjakows Angabe 40° C. im Schatten und 50° in der Sonne; diese Zahlen lassen indessen vermuten, dass das Thermometer im Schatten nicht genügend vor Strahlung geschützt war. Die Luft war in dieser Zeit mehrere Tage unbewegt und vom Rauche brennender Wälder erfüllt. Die Gewitter, die um diese Jahreszeit vorkommen, pflegen kurzdauernd zu sein. Hagel fällt selten und die Körner sind klein. Vor Mitte August beginnt die Heumahd und die Beerenreife: Rubus arcticus (Idaeus ist selten), die rote und schwarze Johannisbeere, Heidelbeere, Blaubeere und Moltebeere reifen; gleichzeitig treten aber auch die ersten leichten Nachtfröste ein.

Gegen Ende August und mehr noch im September gewinnen wieder trübe Tage die Oberhand, südliche Winde wehen wochenlang, auf welche dann meist W folgt; der letztere Wind tritt im September mit Heftigkeit und niedriger Temperatur ein und entblättert rasch den Wald; dicke Nebel halten zuweilen durch mehrere Tage an und zu den häufigen Regen gesellt sich bereits Schnee. Vom 7. September an beginnen die Reiffröste, und am Ende des Monats erreichen die häufiger werdenden Fröste −6°. Um die Mitte des August fliegen die Uferschwalben fort, nach ihnen die Wader und die kleineren Vögel; Mitte September die Gänse, und mit dem Ende dieses Monats verlässt auch der letzte Zugvogel, der Schwan, die Gegend. Oft hört man aus der von dichtem Schneegestöber erfüllten Luft noch den klagenden Ruf verspäteter Schwäne. Anfang Oktober gefriert der Turuchanfluss, die Schneehühner kommen aus dem Norden an und es beginnt der achtmonatliche Winter.

Die Monate Oktober und November zeichnen sich durch starken Schneefall aus; im Dezember wechseln starke Fröste mit Schneestürmen, „der Purga“, ab. Die Purga ist kein Gestöber, auf letzteres achtet der Eingeborene kaum und setzt seine Reise ruhig fort; wenn aber die echte Purga („Buran von unten“) beginnt, d. h. wenn auf dem Boden und in der Luft ein Chaos von beweglichem, hartem Schneestaube entsteht, welcher die Augen verschliesst, das Atmen beklemmt, in die feinsten Ritzen der Kleidung eindringt und Menschen und Renntiere umstösst, dann muss auch er Halt machen, und mit dem Kopfe gegen den Wind gekehrt, auf seinem Schlitten tagelang stillliegen. Weniger als 24 Stunden dauert die Purga kaum; häufig aber 3, 6, ja sogar 12 Tage mit geringen Unterbrechungen. Ende Januar nehmen diese Schneestürme sehr ab, ja schon seit Mitte Dezember überwiegt klare, kalte Witterung, bei welcher die Fröste −50° C. erreichen; dennoch scheint nach allen Nachrichten Turuchansk noch nicht zum Gebiete der klaren, windstillen und beständigen Winterwitterung des sibirischen Kältepoles zu gehören, dessen bester

Repräsentant Jakutsk ist. Noch viel weniger ist dieses mit der Mündung des Jenissei der Fall, wo im ganzen Winter und Frühling der Schneefall sehr häufig ist. Am 20.—22. April 1866 erlebte Schmidt in Dudino noch eine starke Purga.

Erst Anfang Juni (nach Tretjakows Schilderung) kündigt sich an der Mündung des Jenissei, unter 71—72° Br., durch die Ankunft der Gänse das Ende des Winters an; es finden jetzt hier etwa dieselben Erscheinungen statt, wie in Turuchansk im Anfange des Mai. Dicke Nebel bedecken entweder die Erde oder verwandeln sich in Regen und Schnee. Trotz des feuchten, kalten Wetters beginnen die Gänse und Schwäne zu brüten, die Flüsse gehen auf und es zeigt sich schwaches Grün auf den spärlich besonnten Südhängen. Die Winde tragen in dieser Gegend im Sommer einen sehr lokalen Charakter und sind sehr veränderlich. Mit der Annäherung an das Meer werden die Gewitter immer seltener und schwächer, der Taufall aber ist in der warmen Jahreszeit sehr reichlich. Ein ziemlich reiches Pflanzen- und Tierleben entwickelt sich im Juli und lässt an schönen sonnigen Tagen die hohe Breite zeitweise vergessen; aber der Umschlag ist sehr plötzlich, zuweilen mitten im Sommer selbst. So erhob sich am 18. Juli 1850 ein Schneesturm und dauerte 4 Tage; am 19. Juli 1857 begann eine Purga aus Norden, welche 3 Tage dauerte, im Walde $^1/_2$ m hoch Schnee aufschüttete und auf offenen Stellen Sastrugi bildete (über die letzteren vgl. Schmidt, Mammut-Expedition S. 72). In beiden Fällen kam eine grosse Menge Vögel ums Leben. Definitiv legt sich übrigens die Schneedecke erst in der ersten Hälfte oder gar Mitte des September. Im Sommer ist der Unterschied zwischen dem hohen Norden und Turuchansk ein sehr bedeutender, und das Klima des letzteren erscheint im Vergleiche als ein gesegnetes.

Die Dauer der Eisdecke des Jenissei beträgt nach Middendorff und Tretjakow:

Nördliche Breite . . .	$58^1/_2$	61	65	$66^1/_2$	$69^1/_2$	$70^1/_2$	72
Dauer der Eisdecke, Tage	171	178	203	219	240	253	295

E. Klima von Ostasien ausserhalb der Tropen.

(Ostsibirien, China, Japan.)

Oestlich vom Thale des Jenissei endet die Herrschaft der SW-Winde des Winters und der Einfluss des Nordatlantischen Oceans und des Europäischen Eismeeres auf das Klima von Nordasien. Wir betreten Ostsibirien, über welchem im Winter das grösste und konstanteste Barometermaximum der Erdoberfläche sich einstellt, begleitet

von Windstillen und einer sonst nirgends wieder sich findenden konstanten und extremen Kälte. Der Winter ist heiter und ausserordentlich niederschlagsarm. Diese Verhältnisse beherrschen im allgemeinen ganz Ostasien bis an die Küsten des Grossen Oceans, nur mit dem Unterschiede, dass hier die kalten Luftmassen des kontinentalen Barometermaximums als konstante W-, NW- und N-Winde gegen das Barometerminimum über dem Nordpacifischen Ocean abfliessen. Die Küstenländer, sowie der Süden, d. h. China, stehen dergestalt im Winter unter dem Einfluss starker, kalter, trockener Landwinde, so dass das kontinentale Klima sich nicht nur bis an die Küsten, sondern selbst weit hinaus auf das Meer erstreckt, namentlich auch die grosse japanische Inselgruppe fast vollständig beherrscht.

Vom Winter zum Sommer ändern sich diese Verhältnisse vollständig. Der Luftdruck über dem Lande sinkt und an die Stelle des Barometermaximums tritt ein Barometerminimum, das allerdings nicht gerade die Stelle des Wintermaximums einnimmt, sondern vielleicht in der Gegend von Ostturkestan liegt. Wir kennen allerdings die Druckverhältnisse über Ostasien noch zu wenig, weil, Ostsibirien ausgenommen, die Barometerbeobachtungen fehlen und die relativ grosse Seehöhe der Stationen Ostsibiriens die Reduktion der dort bestehenden Stationen etwas unsicher macht. Aber so viel wissen wir aus den Beobachtungen ganz bestimmt, dass im Sommer über ganz Ostasien sich ein Seemonsun einstellt in Form konstanter SW-, S- und SE-Winde, welche Niederschläge und die Sommerregenzeit dieser Gegenden bewirken. Dieser Monsun erstreckt sich bis über Ochotsk hinauf, also mindestens bis 60° N. Br., denn auch dort noch herrschen im Sommer konstante Seewinde aus SE. An den Küsten des Nördlichen Eismeeres wehen gleichfalls Seewinde landeinwärts. Alles Land vom Lenathale angefangen ostwärts empfängt seine Niederschläge mit nordöstlichen, östlichen und südlichen Winden, also fast ganz vom Grossen Ocean. Der durchgreifende Charakterzug des ostasiatischen Klimas ist die strenge Periodicität der Winde

und der Niederschläge, die völlige Umkehrung der Verhältnisse vom Winter zum Sommer, kurz der Monsuncharakter. Ostasien bietet uns im Sommer das merkwürdige Schauspiel einheitlicher Witterungsverhältnisse von den Tropen herauf bis zum 60. Breitegrad, überall herrscht ein Seemonsun, reichliche Niederschläge bei gleichzeitig hohen Temperaturen im Innern (die Küsten des Ochotskischen Meeres ausgenommen). Die Aenderung des Luftdrucks vom Winter zum Sommer in Nordasien ersieht man aus folgenden Zahlen:

Barometerstände reduziert auf das Meeresniveau.

Jakutsk . .	62°	1′	N.	Januar	777,8	Juli	759,0	Diff.	18,8
Irkutsk . .	52	17	„	„	779,3	„	756,7	„	22,6
Nertschinsk	51	19	„	„	780,3	„	755,9	„	24,4
Peking . .	39	57	„	„	769,9	„	752,3	„	17,6

An den nördlichen Küstenstationen gestalten sich die Luftdruckverhältnisse schon wesentlich anders. In Petropawlowsk auf Kamtschatka steht das Barometer im Sommer höher als im Winter (Winter 750,8, Sommer 756,2), in Ochotsk fällt das Maximum auf den März, das Minimum auf Dezember und Juli; auch in Hakodate (auf Japan 41° 46′ N) steht der Luftdruck im März am höchsten, im Juli am tiefsten, ebenso in Nicolajewsk. Es sind dies Uebergangsverhältnisse vom kontinentalen zum rein oceanischen Klima. Weiter nach Süden ist auch an den Küsten der jährliche Gang des Luftdruckes jenem über den Kontinenten analog, nur sind die Unterschiede zwischen Sommer und Winter viel geringer.

Das Ochotskische Meer ist im Sommer eine Gegend relativ grösster Temperaturdepression oder grösster negativer Temperaturanomalie; es fliesst wahrscheinlich deshalb in der Höhe die vom überaus warmen Kontinent abfliessende Luft dorthin und sammelt sich über demselben, eine Druckzunahme bewirkend [1]).

Für den Windwechsel vom Winter zum Sommer gibt Supan folgende Zahlen (+ bedeutet eine Zunahme im Sommer):

---

1) Die Isobaren Stellings, welche im Sommer ein Minimum über dem Ochotskischen Meere angeben und ein Maximum über Ostsibirien, sind mit den thatsächlichen Windverhältnissen schwerlich in Einklang zu bringen.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostsibirien	−13	+1	+7	+12	+7	0	−7	−8
Japan, China	−18	−4	+2	+22	+17	+5	−4	−20

Diesem Monsunwechsel entspricht der gleichförmige, ausgeprägt periodische Witterungsgang Ostsibiriens und der anliegenden Inseln. Der Winter ist heiter, trocken (die Westseite von Japan ausgenommen, wo der kontinentale NW über das Meer streichend und Gebirge antreffend, Winterniederschläge erzeugt), der Sommer trüb und regnerisch. Die jährliche Regenperiode ersieht man aus der Tabelle S. 507. Auf der Ostseite Japans ist das Sommermaximum weniger ausgeprägt, es zerfällt in Frühsommer- und Herbstregen.

Im Sommer fallen grosse Regenmengen in Ostsibirien, die Reisenden klagen häufig über starke tagelang anhaltende Regenfälle und den dadurch gründlich aufgeweichten Boden, der das Fortkommen erschwert oder fast unmöglich macht. Wenjukow hatte im Sommer, den Ussuri hinaufreisend, 45 Tage hintereinander Regen. Im Jahre 1869 traten in der Umgebung des Baikalsees ungeheure Ueberschwemmungen ein, und dieses mächtige Süsswasserbecken (nur der obere See in Kanada ist noch grösser) schwoll um 3 m an. Für eine so kontinentale Lage, welche durch breite und mächtige Gebirgsketten im Süden und Osten verschärft wird, ist diese Regenfülle höchst bemerkenswert.

Für den Windwechsel an den Eismeerküsten führen wir die Resultate der Windbeobachtungen von Ustjansk 71° N an. Im Winter ist die mittlere Windrichtung SW, im Sommer NE.

Nach dieser allgemeinen Charakterisierung des klimatischen Charakters von Ostasien, welche die Selbständigkeit dieses Klimagebietes darthun sollte und die klimatische Zusammengehörigkeit sonst so verschiedener Oertlichkeiten, wie etwa Jakutsk und Tokio, Ochotsk und Peking etc., wollen wir auf die einzelnen klimatischen Elemente näher eingehen.

Temperaturverhältnisse. In der folgenden Tabelle findet man die mittleren Temperaturen in der Umgebung

des ostsibirischen Winterkältepols, sowie an den Küsten des Ochotskischen Meeres von Japan und Nordchina zusammengestellt. Jakutsk und Werchojansk haben den Ruhm, die grösste bekannte Winterkälte für sich in Anspruch nehmen zu können. Während aber von Jakutsk langjährige Beobachtungen vorliegen, besitzen wir von Werchojansk bis jetzt nur 1 1/2 jährige Beobachtungen, die mittleren Temperaturen sind deshalb noch nicht sichergestellt, doch liegen vielfache Gründe dafür vor, dass in der That Werchojansk auch im Winter kälter ist als Jakutsk [1]).

Zur Erklärung der furchtbaren Winterkälte Ostsibiriens muss hervorgehoben werden, dass die Barometerminima des Atlantischen Oceans und des Europäischen Eismeers nicht mehr im Stande sind bis hierher vorzudringen, und dass nach Süden und Osten hin mehrfache und hohe Gebirgskämme den Abfluss der durch Strahlung unter einer reinen und trockenen Atmosphäre erkalteten Luftmassen wirksam hemmen. Es liegt in diesem letzteren Umstand auch ein Beitrag zur Erklärung des sich hier einstellenden ungemein hohen Luftdruckes im Winter, für den es kein Seitenstück mehr gibt. Der gebirgige Charakter Ostsibiriens spielt hier eine wichtige Rolle. Und wie wir in unseren geschlossenen Alpenthälern unter der Herrschaft eines Barometermaximums ganz exceptionelle Wintertemperaturen und Winterminima zuweilen auftreten sehen, so muss dies auch in Ostasien mit als ein Moment zur Erklärung der furchtbaren und so konstanten Winterkälte in Erwägung gebracht werden. Wir haben auch einige Andeutungen dafür, dass auch in Ostasien im Winter die Temperatur mit der Höhe zunimmt. Wenn auch die Temperaturbeobachtungen auf dem Alibertberg bei Irkutsk (in NW 52° 30′ N, 2230 m hoch) nicht zur Feststellung der wahren Wintertemperatur dienen können, so zeigen sie doch im Vergleich mit Irkutsk eine

---

[1]) Auch in Jakutsk hatte der Januar 1841 —48,9, der Januar 1842 —49,8. Hätten wir nur die Beobachtungen dieser zwei Jahre von Jakutsk, so würde die Mitteltemperatur des Januar noch niedriger ausgefallen sein als die von Werchojansk, wo bisher gleichfalls nur zwei Winter hindurch beobachtet wurde. Der Winter 1841 (Dez. 1840 bis Febr. 1841) hatte zu Jakutsk eine Mitteltemperatur von —42,9°.

unzweideutige Temperaturzunahme mit der Höhe (Winter circa — 16° C.). Auch die Wosnessenskischen Goldwäschen sind gegen das benachbarte Jakutsk auffallend warm im Winter. Nach allem, was wir bis jetzt über die Temperaturverteilung mit der Höhe über einem Barometermaximum in Erfahrung gebracht haben, müssen wir in der That es auch höchst wahrscheinlich finden, dass in Ostsibirien die Winterkälte mit der Erhebung an den Bergabhängen abnehmen dürfte.

Temperaturmittel für Ostasien.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Ustjansk (2½)	70°55′	136° 4′	10	−41,4	−18,9	13,4	−19,1	−15,9
Werchojansk (1½)	67 34	133 51	50	−49,0	−14,0	15,4	−13,9	−16,7
Jakutsk	62 1	129 42	160	−42,8	−9,6	18,8	−9,1	−11,2
Goldw. Wosnessensk .	58 46	115 20	800	−24,8	−5,2	16,6	−7,4	−5,7
Irkutsk	52 17	104 22	460	−20,5	2,4	18,8	1,0	−0,1
Selenginsk . .	51 6	106 53	570	−25,7	3,2	22,0	1,4	−0,5
Werchneudinsk . . .	51 50	107 41	530	−26,9	−0,4	18,5	−1,8	−2,6
Nertschinsk .	51 19	119 37	660	−29,4	−0,4	18,3	−1,6	−3,7
Blagoweschtschensk .	50 15	127 37	170	−27,0	1,7	21,1	1,4	−1,2
Urga	47 55	106 51	1150	−26,7	1,0	17,7	−1,9	−2,5
Siwantse . . .	40 59	115 18	1190	−16,7	5,0	19,3	3,3	2,8
Peking	39 57	116 29	40	−4,6	13,9	26,2	12,6	11,8
Zi-ka-wei [1]. .	31 13	121 26	—	2,1	14,0	27,3	17,4	15,1
Yarkand . . .	38 25	77 16	1257	−6,0	17,8	27,6	13,4	12,3
Kuldscha . . .	43 56	80 58	520	−9,8	12,5	24,8	9,0	9,2
Petropawlowsk . . .	53 0	158 48	10	−10,0*	−0,9	14,8*	4,4	2,3
Ochotsk. . . .	59 21	143 17	10	−23,7	−5,6	13,3*	3,2	−5,1
Ajan	56 28	138 17	10	−20,4	−4,6	12,4*	−1,6	−3,9
Nicolajewsk .	53 8	140 43	20	−22,9	−3,1	16,4	1,7	−2,5
Leuchtt. Duë.	50 50	142 26	110	−16,2	−0,6	16,6*	4,4	0,5
Wladiwostok	43 9	132 0	30	−15,0	4,5	20,8*	9,4	4,6
Hakodate . . .	41 48	140 47	40	−2,9	6,8	22,2	12,3	9,2
Tokio	35 41	139 47	7	2,3	12,2	25,5*	14,7	13,6
Niigata	37 55	139 10	7	2,2	10,7	27,2*	15,5	13,8
Decima	32 44	129 42	—	5,6	14,6	27,3*	18,1	16,0

[1]) Bei Shanghai.

In Ostsibirien erreicht die jährliche Wärmeschwankung ihren höchsten Grad, auf den furchtbar kalten Winter folgt ein sehr warmer Sommer. Der Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur beträgt in Werchojansk 64,4°, Jakutsk 61,6°, zu Selenginsk und Nertschinsk 47,7. Noch grösser sind natürlich die Unterschiede zwischen den im Laufe eines Jahres vorkommenden absoluten Wärmeextremen. Dieselben erreichen in Jakutsk 87,8°, Irkutsk 73,3°, Nertschinsk 73,6°, Urga 80,8°. Der Unterschied der absoluten Wärmeextreme, welche in Jakutsk innerhalb 32 Jahren beobachtet worden sind (38,8 und — 62,0°) erreicht sogar den Unterschied zwischen dem Gefrierpunkt und Siedepunkt des Wassers d. i. 100°. Dies ist der Gipfelpunkt kontinentaler jährlicher Wärmeschwankung. Die zu Jakutsk (— 62,0) und Werchojansk (— 63,2) beobachteten Temperaturminima stellen die niedrigsten überhaupt auf der Erde bis jetzt beobachteten Wärmegrade dar. Im folgenden sind die mittleren Jahresextreme, sowie die absoluten Minima einiger ostasiatischer Stationen zusammengestellt.

Ort	Mittlere Extreme		Absol. Min.	Ort	Mittlere Extreme		Absol. Min.
Jakutsk . .	33,0	−54,8	−62,0	Ochotsk . .	23,6	—38,9	—46,2
Irkutsk . .	34,9	−38,4	−43,0	Nicolajewsk	28,5	−39,0	−50,0
Nertschinsk	31,6	−42,0	−47,2	Hakodate. .	28,9	−16,7	—
Urga	38,2	−42,6	—	Niigata . . .	35,0	−4,3	−9,4
Peking . . .	36,6	−15,2	−20,0	Tokio	34,1	−6,7	−9,1
Shanghai .	36,5	−8,6	−11,0	Decima . . .	31,6	−2,4	—

Der jährliche Wärmegang im Innern von Ostsibirien wird charakterisiert durch den Eintritt der grössten Winterkälte vor Mitte des Januar, im Februar nimmt die Wärme schon sehr merklich zu, was bei dem heiteren Winterhimmel und der intensiven Sonnenstrahlung infolge der grossen Reinheit der Atmosphäre leicht erklärlich ist. Der Dezember ist erheblich kälter als der Februar. Im Frühling steigt dann die Wärme sehr rasch und der April ist (wie in den Steppen Westsibiriens) bedeutend wärmer

als der Oktober, der aber durchschnittlich dennoch wärmer bleibt als das Jahr. Zwar ist im südlichen Ostsibirien der Winter gleichfalls schneearm und trocken, wie in den Steppen. Erman berichtet z. B. von Werchneudinsk: „Hier war der Schneemangel noch viel auffallender als in Irkutsk. Auf der Strasse lag kahler Sand und wie mitten im Sommer fuhren die Stadtbewohner in zierlichen Droschken. Auch alle Bauernfuhren der Umgebung geschahen auf zweirädrigen Wagen. Nur allein auf dem Eise der Flüsse existiert eine Schlittenbahn.“ Doch scheint es mir gewagt, darauf allein die rasche Wärmezunahme im Frühling und den relativ kalten Herbst zurückzuführen an Orten, wo auch der April noch unter dem Gefrierpunkt bleibt und sicherlich mehr Schnee liegt (wie z. B. in den Wosnessenskischen Goldwäschen). Jedenfalls hat die intensive Sonnenstrahlung in der trockenen reinen Luft Sibiriens einen Hauptanteil daran. Die Sonne steht im Oktober viel tiefer am Himmel als im April und die Bewölkung ist dann durchschnittlich geringer als im Oktober. Ueber die Intensität der Sonnenstrahlung im Winter in Irkutsk folgen später noch einige Andeutungen.

Der Sommer ist sehr warm, selbst in Werchojansk steigt die Temperatur noch bis 30° C. und darüber. Die hohe Sommerwärme ist ein Hauptvorzug des kontinentalen Klimas, sie gestattet Ackerbau und die Existenz hochstämmiger (Lärchen)-Waldungen über einem ewig gefrorenen Boden und bei Jahrestemperaturen, bei welchen im oceanischen Klima auch dem kümmerlichsten Pflanzenleben überhaupt das äusserste Ziel gesetzt ist.

Das Klima Ostsibiriens zeigt am deutlichsten, dass im streng kontinentalen Klima die mittlere Jahrestemperatur „klimatisch“ gar keinen Wert hat, eine Abstraktion ist, die nur bei theoretischen Untersuchungen nützlich wird. Die Vegetationsverhältnisse Ostsibiriens demonstrieren auf das schlagendste, dass nur die Sommerwärme für sie in Betracht kommt, dass eine furchtbare Winterkälte, die tiefsten mittleren Jahrestemperaturen und ewiges Bodeneis ihr keine Grenzen setzt. Im Aldanschen Gebirge fand Erman unter 61° N. Br. noch Lärchenwald bei 1120 m,

und auf dem Pass beim Kapitanberg konnte er selbst in 1230 m Seehöhe sein Barometer an einer Lärche aufhängen. Der Baumwuchs ist schöner und die Vegetation üppiger und reicher in Ostsibirien als unter gleicher Breite in Deutschland.

Die tägliche Wärmeschwankung ist infolge der intensiven Insolation, der trockenen Luft und dem heiteren Himmel namentlich im Winter und Frühling relativ sehr gross. Die unregelmässigen Wärmeschwankungen sind geringer als in Westsibirien (s. Tabelle S. 504).

Die durchschnittliche Monatsschwankung der Temperatur beträgt im Mittel von Jakutsk, Irkutsk, Nertschinsk und Nicolajew:

	Dezember	Januar	Februar	Juni	Juli	August
Ostsibirien	30,2	28,0	30,3	26,5	22.8	24,3

sie ist also im Winter um 10° kleiner, im Sommer aber etwas grösser als in West- und Centralsibirien.

Der Winter ist für ganz Ostasien die Zeit der konstantesten Witterungsverhältnisse, von Westen und Norden scheinen nur selten Barometerdepressionen bis in das Innere Ostsibiriens vorzudringen, noch weniger von Osten her jene des Nordpacifischen Oceans. Es herrschen deshalb fast fortwährend Windstillen.

An der Ostküste ist der jährliche Wärmegang sehr verschieden von jenem des Innern; der Frühling ist sehr kalt, namentlich am Ochotskischen Meer, das Temperaturmaximum tritt erst im August ein und der Sommer ist kühl, nass und neblig, ganz besonders an der Küste des Ochotskischen Meeres, er wird erst südlich vom 40. Breitegrad warm. Der Herbst ist viel wärmer als das Frühjahr und seine Temperatur übertrifft weit jene des Jahres. Das Klima von Ochotsk bildet den schlimmsten Gegensatz zu jenem im Innern; auf einen sehr kalten Winter mit durchdringenden Landwinden von NW und N folgt ein kalter Sommer, während dessen die Sonne nur selten den Nebel zu durchdringen vermag.

Die südliche Küste der russischen Amurprovinz hat den kältesten Winter und die niedrigste Jahrestemperatur aufzuweisen, die sich in gleicher Breite auf der Erde vor-

findet. Wladiwostok, südlicher als Florenz, hat eine mittlere Wintertemperatur von —12,1° und eine mittlere Jahrestemperatur von nur 4,6°. In den Monaten Dezember, Januar, Februar weht fast ununterbrochen ein heftiger alles durchdringender NW-Wind, von Mitte Mai bis Ende August sind südliche und namentlich südöstliche Winde vorherrschend. Der Winter hat fast beständig klaren Himmel ohne Wolken und ist trocken, um so mehr Regen fällt im Sommer. Bei Nicolajewsk wird der Liman des Amur erst am 19. Mai eisfrei und am 11. Oktober ist die Schiffahrt schon wieder geschlossen. Auf einige Eigentümlichkeiten in der Temperaturverteilung an diesen Küsten und noch weiter nordwärts hat Woeikoff aufmerksam gemacht; wir haben dieselben schon auf S. 226 besprochen.

Bewölkung und Feuchtigkeit. Mit dem jährlichen Gange der Niederschläge, der schon vorhin besprochen wurde[1]) (s. Tabelle S. 507), korrespondiert der jährliche Gang der Bewölkung und der relativen Feuchtigkeit. Einer neueren Arbeit Woeikoffs entlehnen wir folgende Mittelwerte der Bewölkung in Ostasien:

	Jahresmittel	Maximum		Minimum	
Centralsibirien . .	52 %	65 %	Novbr.	39 %	März
Jakutsk	46	69	Oktober	26	„
Transbaikalien . .	34	48	Juli	14	Januar
Peking	33	53	„	19	Dez., Jan.
Ostküste (53—42° N.)	52	67	August	34	Januar

Selbst die mittlere Bewölkung ist in Ostsibirien nicht höher als in Süditalien und im Winter konkurriert dieselbe mit jener des nordafrikanischen Wüstenhimmels. Die Reisenden schildern uns mit lebhaften Farben die Schönheit des Winterhimmels von Ostsibirien. Hansteen sagt: Vom Januar an, nachdem der Fluss Angara sich mit Eis bedeckt hatte, war zu Irkutsk der Himmel immer so hell, dass nicht der geringste Wolkenfleck bis Ende März oder

[1]) Unerwartet kommt das, wenngleich seltene Vorkommen von Wintergewittern in den gebirgigen Gegenden von Ostsibirien, das sowohl von Erman, als von Ferd. Müller erwähnt wird. Zu Buchtarminsk erlebte Erman am 30. März bei Weststurm und —3° echten Hagel. Die Bauern in Dubrowa sagten, dass sie auch im Winter Hagel haben, ja selbst Gewitter.

Anfang April, wo der Fluss wieder aufgeht, zu sehen war. Bei 30° R. Kälte stand die Sonne beim Aufgange und Niedergange dicht am Horizont so hell und rein wie ein blanker Teller von Gold und die Sterne funkelten mit einem in unseren Gegenden ungewöhnlichen Lichte. Bei 30—40° C. Kälte war die Luft so ruhig, dass man mit einer unbedeckten Kerze aus dem Stationshause ins Freie gehen konnte, um die Thermometer abzulesen, ohne dass das Licht dabei die geringste Bewegung zeigte. Dies macht die Kälte nicht so angreifend. Dr. Neumann schreibt von seiner Winterreise (Dezember) nach Werchojansk (1868): „Die Luft ist in diesen hohen Breiten von einer merkwürdigen Klarheit, die Farbe des Himmels ein blaues Violett, wie beim Gewande der sixtinischen Madonna; dabei pflanzt sich der Schall ganz merkwürdig gut fort, so dass man einen Hund oft 20 Werst (Kilometer) bellen hört."

Wir können uns nicht versagen, aus Ermans Reisewerk über Sibirien noch die folgenden Stellen aufzunehmen:

Während der Dauer meines Aufenthaltes in Irkutsk und Umgebung (7. Februar bis 19. März) war der Himmel fast ohne Ausnahme unbewölkt und von äusserst dunkelblauer Farbe. Die Luft besass jene eigentümliche Reinheit, die man in Deutschland nur an den schönsten Maitagen bemerkt. Weit treffender kann man aber die reine Bläue des Himmels der Irkutsker Gegend mit der in den Passatregionen vergleichen. In den Morgenstunden waren zu Anfang Februar noch Lufttemperaturen von — 30° und Ende des Monats von —20° sehr gewöhnlich, aber die Sonnenstrahlen so hell und so eigentümlich belebend, dass man, an jedem Tage von neuem getäuscht, stets am Anfang des Frühlings zu sein glaubte. Auch erwärmte sich die Luft an den Mittagen und im Schatten bis auf — 5°, seit Anfang März verging kein Tag, ohne dass es an sonnigen Orten nicht aufs heftigste getaut hätte. Von dem Gefühle des Frierens im Freien, welches ich überhaupt in Sibirien kaum erlebt habe [1]), war man hier durchaus entfernt, obgleich wieder europäische Kleider getragen wurden. Die Klarheit der Atmosphäre und die starke Beleuchtung verliehen der Landschaft einen besonderen Reiz, indem sie entfernte Gegenstände dem Auge näher rückten und den Glanz der Farben erhöhten. Oft betraf ich mich in Irkutsk auf einem falschen Urteile über Kleider und

---

1) Erman reiste im Winter durch ganz Sibirien vom Ural bis Ochotsk.

ähnliche Dinge, die ich im Sonnenschein aus der Ferne für prächtiger zu halten geneigt war, als bei näherer Betrachtung. Buchstäblich sah man alles im heitersten Lichte.

Frostnebel ereignen sich zu Irkutsk nur während der Fluss gefriert, weil sein Wasser dann noch eine höhere Temperatur aus dem Baikal mit sich bringt und sich noch lange wärmer erhält als die Luft.

Die **relative Feuchtigkeit** ist in Ostsibirien gleichfalls gering, den Sommer der Küsten ausgenommen, und sie erreicht im Winter und Frühling ihr Minimum, im Sommer ihr Maximum. Bei den hohen Kältegraden des Winters wird aber das Psychrometer unzuverlässlich, so dass eine schärfere Konstatierung des jährlichen Ganges der Feuchtigkeit und die Ableitung eines richtigen Jahresmittels für die Region der grossen Winterkälte nicht möglich ist. Wir müssen uns begnügen, die folgenden Zahlen für Peking anzuführen:

Relative Feuchtigkeit:

Winter 58 %. Frühl. 51 %. Sommer 71 %. Herbst 62 %. Jahr 61 %.

Für die grosse Trockenheit der Luft während des Winters im Gebiet grösster Winterkälte gibt uns **Middendorff** folgenden drastischen Beleg:

Es wäre wohl dem Menschen unmöglich, die ungeheuren Frostgrade Sibiriens in nomadischer Lebensweise unbeschadet durchzumachen, wenn ihm nicht die Trockenheit der Luft zu Hilfe käme. Nur vollkommen trockene Kleidung bietet genügenden Schutz gegen Kälte, in feuchtem Anzuge ist man verloren. Aber am Abend jedes Tages hat sich die Feuchtigkeit der menschlichen Ausdünstung in den Kleidern angehäuft. Was thut nun der Nomade? Alle Abende kehrt er, bevor er sich in seinem Zelte hinlegt, das Innere der Kleidungsstücke nach aussen und legt diese auf den Schnee. Am Morgen findet er sie vollkommen trocken. Schnee und Eis verdampfen allerdings langsamer als Wasser, aber bei jenen Graden der Trockenheit geht deren Verdampfung doch reissend schnell vor sich. Ich weichte eines Abends (26. November) am südlichen Abhang des Stanowojgebirges, als das Quecksilber gefror, meinen aus sämisch gegerbtem Felle verfertigten Fausthandschuh in Wasser ein, drückte ihn nur schwach aus und legte ihn steif gefroren auf den Schnee. Nach einer Stunde schon war er so trocken, dass er auch in der Nähe des Feuers keine Spur von Feuchtigkeit mehr zeigte.

Ferd. Müller entlehnen wir folgende allgemeine Schilderung des Klimas von Ostsibirien (Unter Tungusen und Jakuten, Leipzig 1882):

Ostsibirien ist nicht nur ein sehr schönes Land, sondern auch das Klima bietet viele Annehmlichkeiten. Nicht allein die Bewohner hängen mit grosser Liebe an ihrem Heimatlande, selbst Europäer, die lange Jahre in Sibirien gelebt haben, sind häufig schon aus Europa, von Sehnsucht nach dem fernen Osten getrieben, wieder dahin zurückgekehrt [1]).

Der grosse Vorzug des sibirischen Klimas besteht in seiner Beständigkeit. Der September bringt in Irkutsk noch herrliche Tage, doch werden die Nächte schon recht kalt. Zu Ende des Oktober fällt gewöhnlich der erste Schnee und bleibt nach kurzem Kampfe mit dem Tauwetter liegen; es bildet sich oft schon in diesem Monat, spätestens im November die winterliche Schlittenbahn, die den ganzen Winter über dauert, an manchen Orten aber, wie um Krasnojarsk, sehr spärlich ist. Der ewige Wechsel von Frost und Tauwetter, Schnee und Regen ist dem Sibirier unbekannt — es kommen wohl auch im Winter grosse Temperaturschwankungen vor, sie bewegen sich aber, äusserst seltene Fälle ausgenommen, nicht um den Gefrierpunkt, sondern die Maxima bleiben noch unter demselben. Und was bedeutet denn doch dieser berüchtigte sibirische Frost gegen den europäischen! Die Luft ist bei stärkeren Kältegraden fast ausnahmslos ganz still, der Himmel vollständig klar, die Sonne wirkt so stark, dass oft bei — 25° C. das Wasser von den Dächern tropft und es dem Spaziergänger — selbstverständlich im Pelze, den auch der ärmste Bettler besitzt — fast zu warm wird. Wie anders ist das in Europa, wo der schneidende Nordwind bei viel geringeren Kältegraden oft die wärmsten Pelze durchdringt und es niemand einfällt, bei Temperaturen unter — 25° ohne triftigen Grund die Winterluft zu geniessen. Tritt dann im Laufe des April wärmeres Wetter ein, so verschwindet der Schnee ebenso rasch wie er gekommen war; in der ersten Hälfte des Mai prangen die Wiesen schon im herrlichsten Grün, bedeckt mit den schönsten Frühlingsblumen. Und dann ist der Sommer da, in den Städten freilich etwas zu heiss, desto schöner in der freien Gebirgsluft und am kühleren Gestade des Baikal.

Ein zweiter Vorzug ist die Trockenheit des Klimas, die so gross ist, dass Holzsachen, selbst die Resonanzböden der Pianofortes, welche in feuchteren Ländern angefertigt worden sind, gar oft nach kurzem Gebrauch untauglich werden. Der Gesundheit sagt diese Stabilität und Trockenheit des Klimas vorzüglich zu; ich weiss aus eigener Erfahrung, dass man sich nach jahrelangem Aufenthalte in Sibirien nur sehr schwer wieder an das feuchte und unbeständige Klima Europas gewöhnt. Lungenkrankheiten sind in Sibirien unbekannt, hierher gekommene Lungenkranke finden häufig Heilung, mindestens Linderung ihres Leidens; grosse

---

[1]) Auch Pumpelly hebt die Anhänglichkeit der Ostsibirier an ihr Land hervor und den Reiz eines Klimas mit heller Atmosphäre bei intensiver Kälte und geringem Schneefall, der einen warmen Sommer mit Blütenfülle ermöglicht.

Epidemien, mit Ausnahme der Pocken. sind noch nicht hierher gekommen, rheumatische Leiden sind am häufigsten, bei der Lebensweise der meisten Sibirier sehr erklärlich. Heilung gewähren die ausgezeichneten Mineralquellen, welche in Transbaikalien in grosser Menge vorhanden sind.

Und nun die Vegetation, welche den sibirischen Sommer mit ihren reichsten Gaben schmückt. Es ist wahr, was der Sibirier mit Stolz behauptet, dass sein Land im Sommer einem blühenden Garten gleicht (folgt eine specielle Anführung der zahlreichen schönen Blütenpflanzen, der Fruchtsträucher und Waldbäume, welche Ostsibirien aufzuweisen hat).

Adolf Erman macht uns die Vorzüge des kontinentalen Sommers durch die folgenden Schilderungen ersichtlich:

Die Vegetation bei Irkutsk ist kraftvoll und mannigfaltig. Man erzählte uns oft von der Pracht der vielfarbigen Blüten, mit denen vom Frühling bis zum Herbste alle sanfteren Bergabhänge bedeckt sind. Die Umgebung von Nertschinsk ist namentlich ihres Blumenreichtums wegen berühmt. Rhododendron, Liliaceen und Spiräen wachsen dort neben Rumex- und Rhabarberarten etc.

Die Irkutsker Flora ist reicher an Arten als die von Berlin und noch dadurch ausgezeichnet, dass in ihr Pflanzen aus arktischen Landstrichen mit denen warmer Klimate zusammentreffen. Die bei Nertschinsk wild wachsenden sog. wilden Pfirsiche sind wahre Aprikosen (P. armeniaca), welche in saftloser Fruchthülle sehr wohlschmeckende Mandeln enthalten, dicht daneben findet man die sibirische Zirbelfichte und auf den Bergen die arktische Zwergbirke. Ebenso ist es mit der Tierwelt, denn der Tunguse, der auf dem Renntiere reitet, begegnet dort dem Buräten mit seinen Kamelen und oft fliehen Tiger aus China in die Irkutsker Wälder, in denen Bären ihren Winterschlaf halten.

Ein ausgezeichnet warmer Sommer schliesst sich in Jakutsk mit kontinuierlichen und daher schnellen Uebergängen an die furchtbar kalte Jahreszeit an. Durchschnittlich taut es zum erstenmal am 1. April. Der letzte Nachtfrost folgt aber hier ungewöhnlich schnell darauf, er trifft auf den 12. Mai. Dann währt ununterbrochener Sommer durchschnittlich bis zum 17. September, wo der erste Herbstfrost das Birkenlaub färbt. Ebenso schnell ist der Uebergang zum Winter, denn 30 Tage nach dem ersten Froste, am 17. Oktober, pflegt es schon zum letztenmal im Jahre zu tauen (die Lena gefriert durchschnittlich am 2. November und wird gegen den 25. Mai eisfrei).

So sind in Jakutsk 128 Tage gänzlich ohne Frost, und während dieser Zeit wird das Pflanzenleben begünstigt durch stetige und bis aufs höchste gesteigerte Wärme. In den Gebirgen und im Norden Europas unterlässt man den Kornbau nur dann, wenn einer der 3 Sommermonate eine mittlere Temperatur unter 9° C.

besitzt, in Jakutsk aber hat man im Juni 14.6°, im Juli 18,8° und im August 15.5° [1]).

Mehrere Getreidearten, namentlich Sommerweizen und Roggen, werden von den Russen in der Nähe der Stadt gebaut. Ihre Felder sind dann bis 1 m unter der Oberfläche aufgetaut, sie ruhen auf ewig gefrorenen Schichten, erzeugen aber dennoch im Durchschnitt das 15fache, in einzelnen Fällen das 40fache der Aussaat. — In den Gärten der Stadt werden Kartoffeln, Kohl, mancherlei Rüben, Radieschen und auf Mistbeeten auch Gurken gezogen; noch wichtiger sind aber die Gräser, welche die jakutischen Rinder ernähren und die herrlichen Lärchenwaldungen im Osten der Stadt, in denen man Pelztiere, Bauholz und Brennholz im Ueberfluss findet.

Nach den neueren Berichten von Ferd. Müller gab im Durchschnitt von 1874 und 1875 der Weizen das 20., Hirse das 80., alle übrigen Feldfrüchte das 10. Korn. Für die Zeiten der Aussaat und Reife gibt er folgende interessante Daten:

Ackerbau in Jakutsk:	Aussaat:	Reife:
Hafer, Hirse	Mitte April . . .	erste Tage August.
Sommerroggen . . .	27., 28. April . .	10. August.
Gerste, Weizen . . .	erste Tage Mai .	15. Juli.
Hanf, Buchweizen, Erbsen	3.—8. Mai	erste Tage August.

Ueber den Reichtum der Flora und Fauna im mittleren Amurgebiete gibt uns Radde eine lebendige Schilderung (Peterm. Geogr. Mitt. 1861). Die Erscheinungen der Tier- und Pflanzenwelt, sagt er, stehen hier, wenigstens anscheinend, im frappantesten Widerspruch zu den klimatischen Verhältnissen, d. h. zu der ungeheuren Winterkälte (Januar —24 bis —26°) und der niedrigen Jahrestemperatur (bei 0°). Auch Radde hebt die Macht der Wintersonne in diesen Gegenden hervor, welche selbst, wenn morgens die Temperatur bei —40 C. stand, um Mittag den Schnee auf der Südseite der Dächer zum Tauen bringt. Das Klima im Mittellauf des Amur charakterisiert er durch warme sehr feuchte Sommer, nur ausnahmsweise schneereiche Winter, die aber stets grosse Kälte bringen, durch eine ganz kurze Frühlingsperiode und einen lange anhaltenden Herbst. Im Sommer sind Temperaturen von 35° C. im Schatten um 2^h sehr gewöhnlich.

---

[1]) Diese Daten sind nach Wild eingesetzt.

Ganz anders sind die Verhältnisse am Ochotskischen Meer.

In der Winterhälfte des Jahres wehen an der Ostküste Landwinde mit grosser Kraft; mit der unwiderstehlichen Gewalt eines Wasserfalles stürzen sie über den Kamm des dem Meere parallel laufenden Teiles des Stanowojgebirges — also über den Kamm des Aldangebirges — meerwärts, so dass Menschen und Tiere tagelang fruchtlos gegen sie ankämpfen; sie werden niedergeworfen, die Lasten in den Abgrund geschleudert und den verwegenen Wanderern droht die grösste Gefahr. Erstaunlich ist die Regelmässigkeit, mit der in Udskoj während des ganzen Dezember und Januar auf je 90 Windrichtungen aus W, und zwar fast allein aus SW, nur je eine einzige östliche vorkam. Im Sommer dagegen herrschen ebenso konstant die östlichen Meerwinde, sie bringen der Küste Kälte, dichte Nebel und Staubregen, da sie vom Eise kommen. Dies Wetter hält bis in den Herbst an. Jeder Hauch, der sich ausnahmsweise von Westen her Raum schaffen kann, bringt Wärme bis gegen 30° (Middendorff).

Nach Erman, der den Sommer in Ochotsk zubrachte, war die Trübung der Luft eine fast beständige, meist lagen die Wolken am Boden selbst als äusserst feiner tagelang anhaltender Regen. „Welch ein Unterschied zwischen diesem Anblick und dem ewig heiteren Himmel Dauriens."

Die Ochotsker unterscheiden zwischen dem gewöhnlichen Nebel, wie er im Winter herrscht (Tjuman), und jenem im Sommer, der unter dem Namen „Bus" bekannt ist. Derselbe besteht aus sichtbaren kleinen Tropfen und ist nichts als ein Regen im Entstehen, wie man ihn bei uns auf Bergspitzen beobachten kann. Grosstropfiger Regen ist in Ochotsk eine Seltenheit. Erman beobachtete ihn nur im Juli einigemal bei Nacht (wo die SE-Winde nachlassen).

Der Wind weht im Sommer senkrecht gegen die Küste. Die SE-Winde (mit Regen und Bus) waren so konstant und so heftig, dass sie Ermans Schiff wochenlang am Auslaufen hinderten [1]).

Während wir in Ochotsk, sagt Erman, in den ersten Wochen des Juli fast beständig in dichtem Nebel gewesen waren, bei dem selbst mittags das Thermometer nicht über 12,5° C. stieg, hatten die Reisenden, die damals von Irkutsk eintrafen, bei hellstem Himmel von drückender Hitze gelitten. Das Thal der Indoma bildete die Grenze dieser Witterungsverhältnisse und nur wenn sich einmal ein Westwind auf kurze Zeit bis Ochotsk erstreckte, brachte er auch hierher trockene Luft und alle von ihr abhängigen Erscheinungen. So wüteten jetzt von Irkutsk bis zum Ostabhange des Gebirges die Mückenschwärme, welche in den grasreichen Gegenden Sibiriens zu den wahrhaft bedenklichen Plagen gehören.

---

[1]) Die SW- und W-Winde bringen helles Wetter und hohen Luftdruck, 30 Beobachtungen bei S und SW geben einen das Mittel um 5,4 mm übertreffenden Barometerstand, 23 E-Winde eine Abweichung von —4,4 mm.

Niemand wagte dort ohne Schleier zu reisen. In Ochotsk wussten wir bei Seewind und Nebel nichts von dergleichen, und doch brachte uns jeder Westwind mit hellem Himmel auch die Mücken.

Ueber das Klima von China hatten wir bis vor kurzer Zeit nur die allerdings sehr guten und vieljährigen Beobachtungen von Peking und Shanghai an der Küste, dann fehlten regelmässige meteorologische Aufzeichnungen bis zur russischen Grenze in Westturkestan und Westsibirien für eine Erstreckung von 40—50 Längegraden. Dies ist seit kurzem besser geworden, wir besitzen einige zum Teil mehrjährige meteorologische Aufzeichnungen vom nördlichen und südlichen Rand der Wüste Gobi (Urga, Siwantse, dann Niutschuang), nahezu ein Jahr umfassende Beobachtungen zu Yarkand, ferner die lehrreichen klimatischen Schilderungen und meteorologischen Aufzeichnungen Przewalskis auf seinen mehrfachen Durchkreuzungen des Innern von China nach Nordtibet und zum Lobnor-See. Der Raum gestattet hier nicht näher auf diese letzteren einzutreten, dieselben sind übrigens bereits an leicht zugänglicher Stelle gesammelt [1]).

In Urga sind das ganze Jahr NW-Winde vorherrschend, daher dieser Ort wohl auch noch im Sommer nördlich vom Depressionscentrum bleibt, doch treten von April an auch Ostwinde auf, welche Regen bringen. In der südöstlichen Mongolei herrschen, besonders im Frühjahr, heftige Stürme, die NW-Winde stürzen mit furchtbarer Gewalt auf die erwärmten Ebenen Nordchinas hinab. Wie die Beobachtungen von Siwantse zeigen, ist die Temperaturzunahme nach Süden am Rande der Gobi sehr rasch, es erwärmen sich die kalten trockenen NW-Winde beim Hinabstürzen über den südlichen Steilrand der Gobi und können daher die Ebenen nicht so stark erkalten, als wenn die Gobi im Niveau derselben läge oder durch keine Gebirgsumrahmung von derselben getrennt wäre. So ist Niu-tschuang in der südlichen Mandschurei auffallend kälter als Peking, obgleich es nur wenig nördlicher liegt, wie folgender Vergleich zeigt:

---

[1]) Woeikoff, Zum Klima von Innerasien, Zeitschr. f. Meteorol., XII. Bd., 1877. — Peterm. Geogr. Mitteil. 1872, 1873, 1874, Ergänzungsheft Nr. 53 (1878).

		Winter	Sommer	Jahr
Niu-tschuang	40° 41′	— 8,8	23,8	8,4
Peking . .	39 57	— 2,8	25,0	11,8

Niu-tschuang ist den kalten Kontinentalwinden direkter zugänglich, als die Ebene, in der Peking liegt, wo die ersteren als Fallwinde sich erwärmen, bevor sie die Ebene erreichen.

Im südlichen Teil Chinas erstrecken sich nach Przewalskis Berichten der SE-Monsun und die Sommerregen ziemlich weit landeinwärts. Auf dem Plateau von Nordtibet fallen reichliche Sommerregen, der Winter ist schneearm und stürmisch, letzteres gilt aber besonders vom Frühjahr. Für die trockenen innerasiatischen Hochebenen, für die Mongolei und Ostturkestan, ist die anhaltende Trübung der Luft durch Staub charakteristisch, der Staub wird eine atmosphärische Erscheinung, er liefert Niederschläge, die zu förmlichen Schichten anwachsen können. Przewalski sagt von der Gegend am Lobnor, die Luft sei beständig wie durch Nebel oder Rauch getrübt gewesen, zuweilen wurde sie dick und schwer zu atmen. Von den Ebenen von Yarkand und Kaschgar sagen Henderson und Bellew dasselbe, die Luft ist im Frühjahr und Sommer wie durch einen Nebel getrübt, die Aussicht beschränkt. Der Winter ist in Yarkand eine stille kalte Zeit. Die unregelmässigen Temperaturschwankungen sind nur sehr gering. Der Himmel ist meist durch Wolken bedeckt. Im Frühjahr steigt die Wärme sehr rasch, doch erst um die Mitte März beginnen die Weiden Blätter zu entfalten. Mit dem Frühling stellt sich der atmosphärische Staub ein. Der Sommer ist regenlos, es bilden sich häufige Wirbelwinde über der Ebene und Staubsäulen, trockene Sandstürme mit elektrischen Entladungen und Donner treten gelegentlich ein. Der Herbst ist eine ruhige Jahreszeit wie der Winter; die Temperaturextreme zu Yarkand waren — 17,9 und 39,4°. Ostturkestan ist durch die umschliessenden Gebirge, wie es scheint, ganz isoliert von den Einwirkungen der meteorologischen Vorgänge in seiner Umgebung ausserhalb des Gebirgskranzes. Die

Barometerminima des Sommers über Nordindien und Westturkestan sind voneinander unabhängig.

Das Klima von Japan zeichnet sich gegenüber von jenem der Ostküste Asiens unter gleicher Breite aus durch eine wesentliche Milderung der Winterkälte, reichlichere Niederschläge, und eine weniger scharf ausgesprochene Periodicität derselben, woran auch die Bewölkung und Feuchtigkeit teilnehmen. Der Regenfall hat zwei Maxima, ein Frühsommermaximum und ein Herbstmaximum, im Juli und August lassen die Regen etwas nach (s. Tabelle S. 507). Rein sagt darüber: „Im Sommer ist die heisseste Zeit, Dogo genannt, von Mitte Juli bis Ende August, auch die trockenste (relativ), ihr geht der Niubai voraus (wörtlich die Pflaumenreife), von Mitte Juni bis Mitte Juli, in welcher der Regen häufig ist und oft in Strömen fällt. Es ist dies die für den Reisbau wichtigste Periode. Auf Dogo folgt dann eine zweite Regenzeit, während der Monate September und Oktober, in welcher die mit Feuchtigkeit beladenen Seewinde infolge der schon bedeutenden Abkühlung des Landes grosse Mengen von Wasser ausscheiden; aber auch der Monsunwechsel an sich hat in dieser Zeit, wie im Frühling, reichliche Niederschläge zur Folge."

Die Westküste von Nippon hat auch reichliche Winterniederschläge, wie die Resultate der jüngsten Niederschlagsmessungen (1875—81) in Niigata (38° N.) zeigen. Hier fällt die Hauptmasse der Niederschläge vom September bis Dezember inklusive. Das Maximum hat der November und noch der Dezember hat mehr Niederschläge als alle Sommermonate, Juli ausgenommen (Jahressumme 169 cm, davon Oktober bis Dezember inklusive 35 %). Die Verteilung nach Jahreszeiten ist Winter 22, Frühling 18, Sommer 26, Herbst 34 %. Der Temperaturunterschied zwischen der West- und Ostküste ist viel geringer, als man nach dem Umstand vermuten möchte, dass die kalten Landwinde die Westküste direkt treffen. Sie kommen aber hier über das breite Japanische Meer und die Westküste von Nippon wird zudem durch einen Zweig des warmen Kuro Siwo bespült, während längs der Ostküste

eine kalte Strömung aus dem Ochotskischen Meer herabgeht. Der längs der Inselreihe von Japan östlich in einiger Entfernung nach NE verlaufende Hauptarm des warmen Kuro Siwo kann sehr wenig zur Erwärmung der Ostküste beitragen, weil die Winde stets vom Lande auf das Meer hinauswehen. Nun herrscht auf der Ostküste zudem im Winter meist heiteres Wetter und Trockenheit und damit starke Wärmestrahlung und Abkühlung, im Westen dagegen ist durch meist trüben Himmel und durch Niederschläge die Erkaltung gehemmt, daher der geringe Wärmeunterschied beider Küsten.

Im Winter wehen auf dem Japanischen Meere die N- und W-Winde mit solcher Heftigkeit, dass die Westküste Japans um diese Zeit von den Schiffen gemieden wird und selbst die Dampfschiffverbindungen unterbrochen werden. Auf ihrem Wege über das breite Meer erwärmen sich diese Winde und nehmen Feuchtigkeit auf, die sich teils schon an der Küste, noch mehr an den Gebirgsabhängen reichlich niederschlägt. Tiefer Schnee bedeckt daher im Winter die Westküste, namentlich aber die Gebirgsthäler, im oberen Thale des Tetori-gawa (Provinz Kaga) sind in 7—800 m Seehöhe eine 6 m tiefe Schneelage die Regel, 2 m die Ausnahme. Um das Tageslicht zu geniessen, muss man hier im Winter die oberen Räume der Häuser beziehen und kann im Freien nur mit Schneeschuhen weiter kommen. „Ueberraschend“, sagt Rein, „ist das verschiedene Aussehen des Himmels auf der Seite des Japanischen Meeres gegenüber dem Gebiete des Stillen Oceans. Wenn man z. B. Anfang Dezember auf dem Wege von Niigata nach Tokio nach langem Marsche im Gebirge durch tiefen Schnee endlich die Höhe von Mikuni-Tôge erreicht hat, erblickt man ostwärts heiteren Himmel, der das Auge erfreut, während ein dichter Wolkenschleier die Landschaft nach dem Japanischen Meere hin verhüllt. Dort scheint noch der Sommer zu weilen, hier ist schon der lange Winter eingezogen.“

Vom April bis September wehen warme südliche Winde, auf dem Japanischen Meere vorherrschend SW-,

auf der Seite des Grossen Oceans vorherrschend S-Winde. Von dem warmen Kuro Siwo kommend, entladen sie ungemein grosse Regenmengen namentlich über der Ostküste. Dieser Sommermonsun ist jedoch von unvergleichlich geringerer Stärke und Beständigkeit als der winterliche NW. Kalmen wechseln häufig mit leichten veränderlichen Winden, das Japanische Meer ist dann nicht selten spiegelglatt und die Schiffahrt geht ihren regelmässigen Gang.

Im Herbst, beim Wiedereintritt des Wintermonsuns, Ende August, im September und Anfang Oktober ist die Zeit, wo furchtbare Wirbelstürme, Taifune genannt, das Chinesische und Japanische Meer heimsuchen. Sie kommen aus der Tropenzone, wo sie zuerst von SE nach NW verlaufen, etwa unter 30° N. biegen sie um und nehmen ihren Lauf erst rein nördlich, dann nordöstlich und, dem Kuro Siwo folgend, suchen sie nun die Japanischen Inseln heim. Zuweilen nehmen sie bloss einen ost-westlichen Verlauf im Süden oder einen west-östlichen Verlauf im Norden, d. h. es kommt nur die untere oder obere Strecke der parabolischen Bahn zur Beobachtung.

Zu Hakodate, sagt ein Beobachter daselbst, beginnen die NW-Winde in der zweiten Hälfte des Oktober und dauern bis zum März, der SW erreicht sein Maximum im April, der S im Mai, der SE im Juni; im September sind E und W nahezu gleich häufig. Nach dem Herbstäquinoktium erfolgt ein plötzlicher Sprung der Windrichtung nach W, der Wetterwechsel zu Ende August und Anfang September ist gewöhnlich von Cyklonen begleitet.

Der jährliche Wärmegang auf den Japanischen Inseln wird namentlich charakterisiert durch den verspäteten Eintritt des Sommermaximums, der August ist der wärmste Monat und der September ist immer noch wärmer als der Juni. Das Winterminimum verspätet sich weniger, der Januar bleibt der kälteste Monat, der Frühling ist jedoch viel kühler als der Herbst. Der japanische Winter ist lang, er dauert im mittleren Teile des Landes 5—6, auf Yezo sogar 7 Monate, aber

er ist nicht streng zu nennen, denn selbst zu Hakodate und zu Sapporo auf Yezo (43° 4′ N) sinkt das Thermometer nur ausnahmsweise bis auf —16°. Ueber die Häufigkeit der Nachtfröste gibt Rein, dem wir auch das eben Gesagte entnommen haben, folgende Uebersicht:

	Novbr.	Dezbr.	Januar	Februar	März	April	Mai	Jahr
Tokio .	3	14	24	19	8	0	0	67
Sapporo	21	30	30	28	27	12	2	148

Der relativ milde und schneereiche Winter der Westküste macht es erklärlich, dass der Theestrauch und die Kamelie über Niigata hinauf gehen; nach Woeikoff geht ersterer bis 40° an der Westküste, an der Ostküste nicht so weit nach Norden. Die Schneedecke des Winters schützt dort wohl die empfindlicheren Pflanzen vor dem Frost, welcher unter der trockenen Atmosphäre im Osten ohne Schneedecke denselben gefährlicher wird.

Ueber den nördlichen Teil von Yezo sagt der Bericht über die trigonometrische Aufnahme dieser Insel: Nach der Aussage der Bewohner ist die Temperatur während der Sommermonate viel niedriger an der West- als an der Ostküste der Insel. Während des Winters ist die Westküste mit 1—1 ½ m tiefem Schnee bedeckt und das Wetter ist sehr kalt und unfreundlich. Der Schneefall ist an der N-Küste ungefähr ebenso stark als an der Westküste, aber infolge der starken Eisdrift (in 45° N. Br.), welche sich zuweilen bis zu 10 Miles von der Küste ab aufbaut, ist das Klima hier viel rauher als in jedem anderen Teil der Insel. Der Teil des Kuro Siwo, der während der Sommermonate im Japanischen Meere nordwärts fliesst, scheint während des Winters an der Westküste sich nicht bemerklich zu machen. Dies kann den strengen NW-Winden dieser Jahreszeit zugeschrieben werden, welche überhaupt den grösseren Teil des warmen Stromes durch die Strasse von Tsugaru treiben. An der Ostküste ist das Klima während des Winters mild, namentlich südlich vom 43. Breitegrad.

F. Nordamerika südlich vom Polarkreis.

Das Klima von Nordamerika zwischen dem Polarkreis und dem Wendekreis bietet zwischen Norden und Süden nur graduelle, jedoch keine wesentlichen generellen Unterschiede dar; diese letzteren finden sich dagegen in der Richtung von Ost nach West und es zerfällt in dieser Richtung das ganze Gebiet in drei grosse klimatische Längszonen: 1) eine östliche Zone von der atlantischen Küste bis zum Fuss der Hochebenen im Westen des grossen Mississippithals, 2) die westliche Plateau- und Gebirgszone durchschnittlich westlich vom 100. Meridian v. Gr. und 3) die schmale pacifische Küstenzone westlich von den Küstengebirgen: die nördliche Fortsetzung des Felsengebirges, das Kaskadengebirge und die Sierra Nevada. Nach Süden hin läuft diese Zone aus in die klimatisch unbekannte Halbinsel von Niederkalifornien und in die Küsten des Kalifornischen Meeres.

Am längsten und am genauesten bekannt ist das Klima des östlichen Abschnittes des nordamerikanischen Festlandes, und wenn man von dem Klima Nordamerikas schlechtweg spricht, meint man meist nur das Klima dieses Teiles von Nordamerika, der die östlichen Küstenstaaten der Union und das grosse Mississippithal bis zum 100. Meridian umfasst, wozu aber klimatisch auch noch der östliche Teil des britischen Nordamerika bis zum Felsengebirge einbezogen werden muss, weil kein durchgreifender Unterschied denselben von den südlicheren Unionsstaaten trennt.

Es ist eine Eigentümlichkeit Nordamerikas, dass die atlantische Küstenzone sich klimatisch nur unwesentlich von den inneren kontinentaleren Teilen unterscheidet. Dass sich die Meeresnähe und die Nähe der warmen Golfströmung nicht durch eine wesentliche Milderung der kontinentalen Strenge des Winterklimas fühlbar macht, dies hat zwar die Ostküste Nordamerikas mit jener Ostasiens unter gleichen Breiten gemein und ist in dem Vorherrschen der kalten Landwinde aus NW begründet. Die Sommer sind heiss, wie die Winter streng waren,

indem die mittlere Windrichtung dann mehr südwestlich und westlich als südöstlich ist, und deshalb eine wesentliche Abkühlung durch die Seeluft nicht eintritt. Die Temperaturverhältnisse eines Küstenklimas können sich daher im östlichen Teile der Vereinigten Staaten nicht entwickeln. Erst in dem nördlichsten Staate Maine, dann aber vornämlich in den östlichsten Teilen des britischen Nordamerika, in Neufundland, Neuschottland, Neubraunschweig, im Mündungsgebiet des St. Lorenzstromes, in Labrador und an den Küsten der Hudsonsbai treffen wir die kühlen Sommer, welche durch die Nähe kalter Wassermassen bedingt werden. Diese Teile Nordamerikas können mit den nördlichen Küsten Ostasiens in Parallele gestellt werden, ja die Sommerkälte tritt in Nordostamerika infolge der starken eisführenden Polarströmung noch intensiver auf als im östlichen Asien, wie folgende Mitteltemperaturen des wärmsten Monats zeigen:

E-Asien				E-Amerika			
Ochotsk . .	59.4° N.	13,3°	Aug.	Hebron . .	58,3 N.	8,9	Aug.
Ajan . . .	56,5 „	12,4	„	Nain . . .	57,2 „	10,6	„
Nicolajewsk	53,1 „	16,4	Juli	Rigolet . .	53,5 „	10,9	Juli
Kussunai u. Murajew .	47,3 „	17,6	Aug.	St. Johns .	47,6 „	16,0	Aug.

Dieser Teil der Ostküste Nordamerikas, etwa vom 44. Breitegrad nordwärts, muss deshalb als kleines untergeordnetes Klimagebiet, welches sich nach seinem jährlichen Wärmegang, sowie nach der jährlichen Periode der Niederschläge von der südlichen Hauptzone unterscheidet, aus dieser ausgesondert werden. Die wesentlichste Eigentümlichkeit Nordamerikas besteht nun darin, dass die Quantität der Niederschläge sowie deren jährliche Periode im Innern des Landes sich kaum von jener an der Ostküste unterscheidet, so dass, da ja auch die Temperaturverhältnisse keine erheblichen Unterschiede darbieten, kein eigentliches Küstenklima unterschieden werden kann. Die ganze grössere östliche Hälfte des Kontinents zwischen dem 80. und 100. Längegrad hat im wesentlichen einen übereinstimmenden klimatischen Charakter, der jener eines Kontinentalklimas ist, aber mit reichlichen Niederschlägen.

Unterschiede in der jährlichen Verteilung der Niederschläge finden allerdings statt, namentlich weicht die Golfküste durch vorwiegende Winterregen von dem Innern des Landes und der Ostküste ab, welche eine kontinentale Regenperiode mit vorwiegenden Niederschlägen in der wärmeren Jahreshälfte haben. Aber nirgends mangeln die Sommerregen, so dass eine abweichende Form der Bodenkultur, künstliche Bewässerung etc. stattfinden müsste. Das ganze ungeheure Gebiet von mehr als 20 Längegraden und mindestens 30 Breitegraden Erstreckung bietet in Bezug auf klimatische Bedingungen der Bodenkultur und der klimatischen Pflanzengrenzen fast nur jene Unterschiede dar, welche durch die nach Norden hin von 27½ bis auf 17½° abnehmende Sommerwärme bedingt werden, da strenge Winterkälte und tiefe Temperaturminima zeitweilig bis nahe zur Golfküste nach Süden vordringen.

Westlich vom 100. Meridian beginnt das trockene zum Teil wüstenartige Klima der Hochebenen und der ihnen aufgesetzten Gebirgsketten. Im Gegensatz zu der östlichen Zone, welche relativ geringe Unterschiede der vertikalen Erhebung darbietet, die zudem weniger als wir dies zu erwarten gewohnt sind, das Klima beeinflussen, und über welcher daher die grösste klimatische Gleichförmigkeit herrscht, welche bei der bedeutenden Erstreckung möglich ist, kommt hier im Westen das wechselvolle Gebirgsklima zur Geltung. Zwar ist, wie wir sehen werden, die Wärmeabnahme mit der Höhe auf den östlichen Hochebenen bis gegen 1800 m hinauf sehr geringfügig, so dass die mittleren Temperaturen auf diesen Hochebenen sich viel weniger von jenen des Mississippithales unterscheiden, als man annehmen sollte, aber die Höhe der Gebirge und die Mannigfaltigkeit der Terrainverhältnisse zwischen der östlichen Kette des Felsengebirges und den Küstenketten des Kaskadengebirges und der Sierra Nevada ist doch so bedeutend, dass dadurch selbst in den bewohnten Regionen grosse Unterschiede der mittleren Wärmeverhältnisse in gleichen Breiten bedingt werden. Die auf

den Hochebenen und den weiten Becken zwischen den Gebirgsketten im allgemeinen sehr geringfügige Niederschlagsmenge nimmt an den Abhängen der Gebirge nach aufwärts zu und bedingt sehr auffallende Kontraste der Pflanzenregionen (s. Seite 181). Klimatisch ist dieser Teil Nordamerikas am wenigsten bekannt, namentlich der nördliche Teil im britischen Nordamerika; er bedürfte auch der grösseren Mannigfaltigkeit der Verhältnisse wegen eine grössere Anzahl von Beobachtungsstationen als der gleichförmigere Osten. Freilich ist auch das praktische Interesse an einer genaueren klimatischen Erforschung dieser Gebirgsregionen viel geringer als für den Osten.

Die pacifische Küstenzone endlich hat ein eigentliches Küstenklima, welches grosse Analogien mit jenem der unter gleichen Breiten liegenden Küstenstrecken Europas und Nordafrikas darbietet. Sie hat gemässigte Wärmeverhältnisse mit geringen Unterschieden zwischen Winter und Sommer, namentlich aber sehr milde Winterminima der Temperatur; die mittlere Jahrestemperatur der Nordwestküste ist viel höher als jene der Ostküste und nähert sich jener in gleichen Breiten NW-Europas, ohne jedoch irgendwo die hohe Wärmeanomalie der nordenglischen und norwegischen Küsten zu erreichen. Die Regenverteilung ist im Süden streng subtropisch mit Winterregen und regenlosem Sommer, aber auch nordwärts von der kalifornischen Küste, wo die Regenlosigkeit des Sommers allmählich aufhört, bleibt das Winterhalbjahr die regenreichste und der Sommer die regenärmste Jahreszeit. Diese Küstenregion bietet in ihren südlichen Teilen die merkwürdigsten Fälle der engsten Nachbarschaft eines kühlen feuchten Küstenklimas und eines trockenen heissen Inlandklimas dar, welche wir überhaupt kennen. Dieselben werden bedingt durch das Küstengebirge, welches im mittleren Kalifornien die breiten flachen Thäler des Sacramento- und Joaquinflusses von der Küste selbst trennt, so dass sich hier zwischen der Sierra Nevada und jener Küstenkette ein heisses Inlandklima in unmittelbarster Nähe eines durch eine

kalte Meeresströmung verschärften kühlen Seeklimas entwickeln kann.

Wie aus diesem allgemeinen Ueberblick über die klimatischen Hauptregionen des nordamerikanischen Kontinents (zwischen Polarkreis und Wendekreis) hervorgeht, spielt die Bodenkonfiguration desselben eine sehr wichtige Rolle bei der Abgrenzung dieser Klimagebiete. Jene Momente, welche für die allgemeinen klimatischen Verhältnisse Nordamerikas von grösster Bedeutung werden, sind kurz gefasst folgende:

1) Die Existenz einer breiten Gebirgszone im Westen, welche die Entwickelung eines Küstenklimas, wie dasselbe für die Westseite der Kontinente durch die Luftdruckverteilung über dem Ocean und die durch selbe hervorgerufenen Luft- und Meeresströmungen im allgemeinen bedingt wird, auf einen schmalen Küstensaum einschränkt und so den Einfluss des westlichen Oceans auf das Klima des ganzen Kontinents auf ein Minimum herabdrückt. Verstärkt wird dieser Einfluss noch dadurch, dass im Norden das Gebirge und damit ein breiter Teil des Kontinents weit nach Westen hin vorspringt, statt nach Osten zurückzuweichen wie im nördlichen Europa. Dies und die verschiedene Beschaffenheit der Eismeere im Norden lässt die oceanischen Einflüsse im nördlichen Nordamerika fast völlig zurücktreten, während sie über dem Kontinent von Europa-Asien ausserordentlich weit in das Innere desselben eingreifen.

2) Die gleichförmige Bodenbeschaffenheit der Ostseite des Kontinents, welche den extremen Luftströmungen von Norden und Süden den ganzen Kontinent preisgibt, ohne durch eine höhere Querkette, die den Breitekreisen folgen würde, einen Schutzwall gegen das unmittelbare Eindringen polarer Winterkälte von Norden her darzubieten. Welch wirksamen Schutz eine Gebirgskette in dieser Hinsicht gewährt, haben wir bei Vergleichung der Nord- und Südseite der Alpenkette erfahren. Auch in Ostasien trennen hohe Gebirgsketten und Plateauländer den Sitz der grössten Winterkälte von den warmen Niederungen Nordchinas. Die Alleghanies sind als Wetter-

scheide von ganz untergeordneter Bedeutung, obgleich sie nahezu senkrecht auf die im Winter vorherrschenden kalten NW-Winde verlaufen; ihre Kammhöhe ist zu gering, um einen wirksamen Schutz und eine genügende dynamische Erwärmung zu bewirken. Selbst der Regenfall ist auf beiden Seiten derselben nahezu der gleiche. Bei dieser Offenheit des Kontinents nach Süden wie nach Norden und der raschen Temperaturänderung mit der geographischen Breite, wie sie den Ostseiten der Kontinente in den mittleren und höheren Breiten überhaupt eigentümlich ist, müssen wir im vorhinein auf rasche und schroffe Temperatursprünge gefasst sein.

3) Das amerikanische Mittelmeer im Süden der Vereinigten Staaten, welches zu den wärmsten Meeresbecken gehört mit einer mittleren Jahreswärme von 24 bis 27° C. Der Mexikanische Golf beginnt fast genau in der Breite, in welcher in Nordafrika die Sahara anfängt. Während letztere nur im Sommer mit trockener und zugleich heisser Luft auf ihre Umgebung einwirken kann, diese Wirkung auf Europa aber dann infolge der vorherrschenden Nordwinde fast ausgeschlossen ist, sendet der Golf von Mexiko zu jeder Jahreszeit warme und feuchte Luft nach Norden und erwärmt und bewässert das grosse Thal, das zwischen den Alleghanies und dem Fuss der westlichen Plateaus sich ausbreitet, ist aber zugleich eine Hauptursache der ausserordentlichsten Wetterstürze. Der Golf von Mexiko ist von grösster Wichtigkeit für die Bewässerung des mittleren Teiles des nordamerikanischen Kontinents, um so mehr, als der Zufluss von Wasserdämpfen von Westen her, welcher auf dem europäisch-asiatischen Kontinent die Hauptquelle der atmosphärischen Feuchtigkeit ist, hier durch die hohen und breiten Gebirgsmassive am westlichen Rande des Kontinents fast ganz abgeschnitten ist. Würde daher nicht vom Süden her von einem sehr warmen Meere Wasserdampf zuströmen können, so müsste das mittlere Becken Nordamerikas sehr trocken sein, während es in der That für seine geographische Breite und Kontinentalität geradezu beispiellos günstige Niederschlagsverhältnisse hat.

Das tiefe Eindringen der kalten Hudsonsbai in den Kontinent und das im Winter durch Eis völlig geschlossene Polarmeer im Norden bewirkt zum Unterschied von Nordasien einen kühleren Sommer in den hohen Breiten Nordamerikas und eine Verspätung des Frühlings; auch häufigere Reaktionen dieses „Eiskellers“ auf den warmen Kontinent noch im Sommer und Herbst müssen die Folge sein. Der nordwestliche Teil ist diesen Einflüssen am wenigsten ausgesetzt, Labrador am meisten, der Unterschied in gleichen Breiten zwischen West und Ost ist auch extrem. In kleinerem Umfange haben auch die grossen canadischen Seen einen Einfluss auf die Temperatur- und Regenverhältnisse.

Nach diesem allgemeinen Ueberblick über die geographischen Verhältnisse, welche in erster Linie das Klima Nordamerikas beeinflussen und über die Verschiedenheiten desselben, welche eine Trennung in drei klimatische Hauptgebiete begründen, wollen wir nun näher eintreten auf die Verteilung und die Verhältnisse der einzelnen klimatischen Faktoren.

Temperaturverhältnisse. Die nachfolgenden Tabellen enthalten die mittleren Temperaturen einer grösseren Anzahl von Orten in Nordamerika diesseits des Polarkreises. Sie beruhen zum grössten Teile auf dem von der Smithsonian Institution herausgegebenen Werke: Tables of the Atmospheric Temperature in the United States, Washington 1876, welches Ch. Schott bearbeitet hat. Die Temperaturmittel für das britische Nordamerika sind von mir neu berechnet worden, desgleichen jene für einige Orte in den Vereinigten Staaten, für welche erst in neuester Zeit ein genügendes Beobachtungsmaterial publiziert worden ist (z. B. Denver, Virginia City, Fort Sully, Breckenridge etc). Jene Temperaturmittel, welche wahren Mitteln sehr nahe kommen (z. B. aus $^1/_4$ [7^h, 2^h, 9^h, 9^h, oder S. A. 9^h, 3^h, 9^h] abgeleitet sind), oder von Schott selbst auf wahre Mittel reduziert worden sind, blieben unbezeichnet, es gilt dies für den grösseren Teil der Tabelle; die Mittel aus 7^h, 2^h, 9^h, welche etwas zu hoch sind, sind kenntlich gemacht durch ein Sternchen, welches

dem Jahresmittel beigesetzt worden ist. Es wurden fast nur Temperaturmittel aus langen Beobachtungsreihen aufgenommen (untere Grenze 15 Jahre), doch mussten auch Ausnahmen gemacht werden, namentlich im äussersten Norden und im Felsengebirge, und wo überhaupt sonst grössere Länderstrecken ganz ohne Repräsentanten geblieben wären. Da die Veränderlichkeit der Monatmittel der Temperatur in den Vereinigten Staaten kleiner ist, als im mittleren Europa, so genügt auch eine kürzere Beobachtungszeit, um den Mitteln die gleiche Sicherheit zu geben, namentlich gilt dies von den Südstaaten. Die Wintermittel der Inlandstationen des britischen Nordamerika sind dagegen noch ziemlich unsicher, von den nördlichsten gilt dies am meisten.

Temperaturverteilung in Nordamerika.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Hebron, Labr. . .	58°20′	63°30′	—	−20,6	−5,7	8,9*	−1,3	−4,4
Nain „ . .	57 10	61 50	—	−19,9	−5,2	10,6*	0,1	−3,8
Rigolet „ . .	53 30	58 21	—	−18,6	−2,9	10,9	0,1	−2,9
Ft. Simpson . .	62 7	121 33	91	−28,2	−3,5	15,7	−3,9	−4,3
Ft. Chipewayan .	58 53	111 15	213	−22,7	−6,8	17,2	0,6	−2,5
Norway House .	53 50	98 0	—	−21,7	−2,6	17,5	−0,5	−2,0
York Factory . .	57 0	92 26	10	−23,9	−7,4	13,4	−2,9	−5,6
Moose „ . . .	51 15	80 45	9	−18,9	−3,9	15,6	3,8	−1,5
Winnipeg . . .	49 55	97 7	226	−19,2	0,9	19,1	3,6	0,6
Anticosti . . .	49 24	63 36	6	−11,3	0,1	14,7*	5,7	2,0
St. Johns, Nfdl. .	47 34	52 40	43	−4,7*	1,5	16,0*	8,1	5,1
St. John, N. Br. .	45 22	66 4	40	−7,3	2,6	15,6	7.6	4,5
Halifax, N. Sch. .	44 39	63 35	2	−5,3	3,3	17,7	8,8	6,0
Quebeck, Can. .	46 49	71 12	91	−11,2	2,2	20,2	6.9	4,2
Montreal „ . .	45 31	73 33	20	−8,4	6,4	22,3	8,6	6,8
Toronto „ . .	43 39	79 23	104	−4.9	5,1	19,6	7,7	6,8
Houlton, M. . .	46 7	67 49	189	−9,5	4,1	18,9	6,5	4,9*
Gardiner, M. . .	44 14	69 48	23	−7,8	5,1	20,3	8,1	6,4
Brunswick, M. .	43 54	69 57	22	−6,6	5,9	19,7	8,8	6,9
Portsmouth, N. H.	43 5	70 44	12	−3,9	6,3	19,5	9,8	7,8
Burlington, Vrm.	44 28	73 12	107	−6,7	5,4	20,3	8,4	6,7
Boston, Mass. . .	42 22	71 5	21	−3,4	7,2	22,1	10,3	9,0
Nantucket, Mass.	41 17	70 6	9	0,1	7,1	21,4	13,0	10,3*
Oswego, N. Y. . .	43 25	76 34	70	−4,4	5,6	20,9	9.8	8,0

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Buffalo, N. Y. . .	42°53′	78°52′	183	−4,1	6,2	20,9	9,4	8,1
Albany „ . .	42 39	73 44	40	−4,8	8,3	22,7	9,4	8,8
New York „ . .	40 50	73 56	8	−1,0	9,2	23,9	12,1	11,0
Providence, Rh.I.	41 50	71 24	47	−3,4	7,6	21,6	10,4	8,8
Newhaven, Conn.	41 18	72 57	14	−3,1	8,3	22,1	10,6	9,4
Pittsburg, Penns.	40 28	79 59	235	−1,7	10,2	23,1	10,8	10,7
Gettysburg „ .	39 49	77 15	190	−2,3	9,9	23,2	10,1	10,3
Philadelphia „ .	39 56	75 10	12	−0,4	10.4	24,4	12,2	11.6
Newark, N.J. . .	40 44	74 10	10	−1,4	9,1	22,7	11.3	10,3
Washington, D.C.	38 53	77 1	27	0,2	11,0	24,4	12,6	12.0*
Baltimore, Maryld.	39 17	76 37	24	0,3	10.4	24,2	12.4	11,9
Norfolk, Portsm., V.	36 50	76 18	6	5.0	13.4	25.9	16.2	15,1
Ft. Johnston, N.Car.	33 55	78 1	6	9,5	17,9	27.6	19,5	18,8*
Charleston, S.Car.	32 47	79 56	6	9,8	18,4	27.2	19,2	18.9
Augusta, Georg.	33 28	81 53	107	8,4	18.4	27.9	17,6	17,9*
Savannah „	32 5	81 6	13	10,7	19,4	27.8	19.4	19,4*
St. Augustine, Fl.	29 54	81 19	7	13,8	20.4	27,2	22.6	21.0*
Cedar Keys „	29 7	83 3	10	13,5	20,4	27,8	22,2	21,2*
Ft. Brooke „	27 57	82 26	6	16.1	22.2	27,2	23.3	22.2*
Ft. Dallas „	25 48	80 13	6	18,9	23,9	27,9	25,5	23,8*
Key West „	24 33	81 48	3	20,7	24,3	28,8	25.9	25,0
Ft. Howard, Wisc.	44 33	88 9	190	−7,3	6,2	22,0	8,2	6,9*
Manitowoc „	44 7	87 46	201	−5,7	5,4	19,9	8,3	6.9
Milwaukee „	43 4	88 0	184	−5,9	6,3	21,1	9,3	7.6
Beloit College „	42 30	89 11	229	−6,8	7,4	22.4	9.2	8,0
Ft. Brady, Mich.	46 30	84 28	183	−8,5	3,6	18,6	6.6	4,7*
Ft. Gratiot „	42 59	82 29	183	−3,7	6.8	21.0	9.3	8,1*
Detroit „	42 20	83 3	183	−3,4	7,9	20,9	9,9	8,4
Chicago, Ill. . .	41 54	87 38	183	−5,0	7,4	21,3	9,1	7,7
Cleveland, Ohio	41 30	81 42	195	−3,4	8,3	22,1	10,8	9,4
Granville „	40 3	82 30	302	−3.2	8,4	19,6	7,8	8,1
Marietta „	39 28	81 26	204	−0,5	11,5	22.8	11.1	11,2
Cincinnati „	39 6	84 30	165	0,5	12,7	25,4	11.9	12.6
Portsmouth „	38 42	82 53	164	0,6	12,4	24,2	14.3	12,8
Augusta, Ill. . .	40 12	90 58	244	−3.6	10,5	24,0	11,4	10,5
N. Harmony, Ind.	38 10	87 54	107	−0,4	12,9	25,8	12.4	12.9
Springdale, Kent.	38 7	85 44	174	0,1	12,2	23.6	11.8	12,1
Glenwood Cottg., T.	36 28	87 20	146	2,4	14.0	24.4	13.4	13,6

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Memphis, Tenn. .	35° 8'	90° 4'	79	4,6	15,5	27,4	15,1	15,9
Ft. Smith, Ark. .	35 23	94 29	140	3,4	16,9	26,8	15.8	15,6
Washington, Ark.	33 44	93 41	201	6,1	17,3	26,6	15,9	16,4
Greene Springs, Al.	32 50	87 46	152	6,4	17,1	26,4	16,6	17,0
Mt. Vernon Ars. „	31 5	88 2	61	10,0	19,2	26.8	18,9	19,0
Columbus, Miss. .	33 31	88 28	70	6,3	17,1	26,8	16,0	16,8
Natchez „ .	31 34	91 27	79	9,4	18,8	27,2	18,3	18,5
Ft. Jesup, Louis.	31 35	93 25	24	10.3	19,9	27.9	18,9	19,1*
Mobile, Alab. . .	30 41	88 2	4	11,2	19,9	27,0	19,8	19,4
New Orleans, L. .	29 56	90 3	7	12,7	20,4	27,8	20.8	20,6
Breckenridge[1]), M.	46 11	96 17	295	−16,0	4,1	21,4	5,8	3,8
Ft. Ripley, Minn.	46 10	94 24	344	−13,7	4,9	21,4	7.1	4,6*
St. Paul	44 56	93 5	244	−11,2	6,5	22,1	7,1	6,1
Ft. Sully[2]), Dac.	44 50	100 35	433	−11,3	6,7	23,9	9,0	6,9
Ft. Randall „ .	43 1	98 37	381	−7.4	7.4	25,6	9,6	8,3*
Dubuque. Iowa .	42 30	90 40	207	−6.5	8,9	23.4	9,3	8,7
Iowa City . . .	41 37	91 30	190	−6,7	8,6	23.1	9.4	8,6
Muscatine City .	41 26	91 5	180	−6,3	9.0	21.8	9.5	8,3
Ft. Kearny, Nebr.	40 38	98 57	720	−6,7	8.3	23,9	10,3	8,6*
Ft. Leavenworth .	39 21	94 54	274	−2,6	12,7	25,5	12.7	11,8*
St. Louis, Mo. .	38 37	90 12	146	−0,5	13,5	25.6	12.9	12.8
Ft. Scott, Kans. .	37 45	94 45	305	0,4	13.2	25.1	12.9	12,5
Ft. Sibson, Ind.T.	35 48	95 20	170	3,8	16,9	27,1	16.3	15.8
Ft. Washita „	34 11	96 38	200	5.4	17,4	27,3	17.0	16,8
Ft. Towson „	34 0	95 12	90	6,1	17,7	27,0	16,0	16,4
Austin, Tex. . .	30 17	97 44	200	9,7	19.6	28,1	19,6	19,3
San Antonio, Tex.	29 25	98 25	180	9,9	21,1	29,2	22,8	20,9*
Ft. Clark „	29 17	100 25	305	9,8	21,4	28,8	20,8	20,4*
Ft. McIntosh „	27 35	99 48	250	12,7	24,7	30,8	23,2	23,0*
Ringgold Barr. „	26 25	99 0	160	14,1	24,8	30,2	23,9	23,4*
Matamoros „	25 50	97 37	15	15,6	23.7	29.3	23.6	23,2*
Region der Felsengebirge								
Ft. Colville, W.T.	48 42	118 2	600	−7,2	8,0	21,1	6,0	7,2*
Ft. Lapwai . . .	46 18	116 54	300?	−1,2	12.1	25.3	10,7	11,6*
Ft. Walla Walla, W.T.	46 3	118 20	(200)	−0,3	11,3	25,0	12,5	12,0*
Dalles, Oreg. . .	45 33	120 50	110	−0,2	11,9	23,2	12,4	11,8*
Virginia City, Mont.	45 20	112 3	1670	−8.3	4,0	18,7	6.3	5,0

[1]) Mit Ft. Abercrombie.
[2]) Mit Ft. Pierre.

Ort	N. Br.	E. L.	Seehöhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Ft. Laramie, Wy.	42° 12′	104° 31′	1360	−2,0	8,3	24,4	9,8	9,8*
Ft. Bridger „	41 20	110 23	2030	−7,3	3,6	18,6	5,7	5,2*
Salt Lake City, Ut.	40 46	111 54	1300	−3,4	9,3	24,8	12,8	11,1
Denver City, Col.	39 45	105 21	1600	−3,5	7,8	22,6	9,8	9,4
Virginia City, Nev.	39 33	119 40	1900	0,1	7,0	20,5	10,8	9,3
Ft. Churchill „	39 17	119 19	1300	0,1	1,4	25,8	11,7	12,3*
Ft. Garland, Col.	37 32	105 40	2550	−7,5	15,9	19,2	6,7	6,1*
Ft. Cauby, Ariz.	35 43	109 10	1980	−4,4	8,5	21,4	8,6	8,7*
Santa Fé, N.Mex.	35 41	106 2	2090	−2,0	10,2	22,3	11,0	10,3*
Albuquerque „	35 6	106 38	1530	0,4	13,4	25,8	13,8	13,3*
Ft. Mojave, Ar.	35 6	114 35	180	11,2	23,2	34,7	23,8	22,9*
Camp Date Cr., Ar.	34 18	112 40	1140	6,4	16,4	28,7	17,5	17,3*
Ft. Craig, N.Mex.	33 36	107 0	1400	3,3	16,3	27,7	15,7	15,8*
Ft. Fillmore „	32 14	106 42	1200	6,4	17,7	28,3	18,8	17,7*
Westküste								
Sitka, Alask. . .	57 3	135° 29′	—	−1,0	4,3	12,5	6,6	5,7
Tongass „ . .	54 46	130 30	6	1,1	7,2	15,1*	9,3	8,1*
N. Westminster, C.	49 12	122 53	5	1,6	8,4	16,6*	8,9	8,7
Camp Steele . .	48 28	123 1	50	3,3	9,5	16,6	10,4	10,1*
Steilacoom . . .	47 11	122 34	76	3,0	9,3	18,1	11,1	10,4*
Astoria, Or. . .	46 11	123 48	15	3,6	9,3	16,0*	11,5	10,0
Ft. Vancouver . .	45 40	122 30	15	2,8	11,1	19,8	11,6	11,2*
Kalifornien								
Ft. Jones . . .	41 36	122° 52′	780	0,1	11,2	23,0	10,7	11,3*
Ft. Crook . . .	41 7	121 29	1030	−1,3	9,5	22,4	10,5	10,4*
Kap Gaston . .	41 1	123 34	100?	6,8	13,4	23,3	14,3	14,3*
Ft. Humboldt . .	40 45	124 10	15	8,5	11,0	14,6	12,3	11,6*
Sacramento. . .	38 34	121 26	15	8,0	15,2	22,7	17,1	15,6
Benicia Barr. . .	38 3	122 9	19	8,6	14,6	19,9	17,4	14,9*
Alcatraz Isl. . .	37 49	122 25	—	11,8	13,1	14,3	15,7	13,7*
San Francisco. .	37 48	122 25	40	9,3	12,9	14,4	14,9	12,9
Monterey . . .	36 37	121 52	3	10,0	12,6	15,6	14,4	13,0
Los Angeles[1]. .	33 47	118 17	9	12,9	16,2	23,7*	19,4	17,6*
San Diego . . .	32 42	117 14	46	12,0	15,9	22,3*	18,4	16,7
Ft. Miller . . .	37 0	119 40	120	8,7	18,2	31,4	19,9	19,2*
Ft. Tejon . . .	34 53	118 55	990	6,4	12,8	24,8	14,9	14,4*
Camp Cady . .	35 0	116 32	370	7,8	21,2	33,7	17,9	19,8*
Ft. Yuma . . .	32 46	114 44	60	13,4	23,3	34,6	24,2	23,8*

[1]) Drum Barracks.

Unser Klimagebiet liegt zwischen den Jahresisothermen von — 6 bis — 5° und 25°, was einen Spielraum von 31° für eine Breitenerstreckung von circa 38° ausmacht; die Januartemperaturen liegen zwischen den Grenzen — 26° und nahezu 21°, Intervall 47°. Die Wärmeabnahme mit der Breite erfolgt im östlichen Teile Nordamerikas sehr rasch, an der Westküste dagegen sehr langsam, analog dem Verhältnis an der Westküste Europas.

Am grössten sind die Wärmeänderungen mit der Breite an der Ostküste Nordamerikas. Es beträgt zwischen Florida und Labrador, d. i. zwischen 26° und 56° N. Br., die durchschnittliche Temperaturänderung für einen Breitegrad:

im Januar 1,5°, im Juli 0,6°, im Jahresmittel 0,95°.

Es ist dies die rascheste Temperaturänderung mit der geogr. Breite, die wir für eine so weite Erstreckung kennen, denn man darf Verhältnisse, wie sie auf kleinen Distanzen, durch geographische Verhältnisse bedingt (z. B. zwischen der Nord- und Südseite der Centralkette der Alpen), sich einstellen, nicht mit der vorliegenden grossartigen Erscheinung in Vergleich stellen. Selbst in Ostasien ist die Temperaturabnahme nach Norden kleiner.

Mit Recht hebt Woeikoff hervor, dass die grossen Temperaturunterschiede, die an der Ostküste Nordamerikas auf geringe Entfernungen hin eintreten, von grossem Einfluss auf die Kulturentwickelung dieser Länder sein mussten, denn die Erzeugnisse der Tropen und jene der Polarländer sind hier näher zusammengerückt als irgend wo anders, während gleichzeitig der Verkehr zwischen diesen Gegenden verschiedensten Klimas und verschiedenster Erzeugnisse sehr leicht war. Labrador ist seinem Klima nach schon den Polarländern zuzuzählen, der Mensch ist dort wie im hohen Norden auf das Meer für seine Nahrung angewiesen, das Pflanzenreich bietet ihm so gut wie gar nichts. Das südliche Florida dagegen, obgleich noch nördlich vom Wendekreis, ist schon ganz tropisch in Bezug auf seine Wärmeverhältnisse.

Eine rasche Wärmeabnahme in den mittleren Breiten ist im allgemeinen allerdings eine für die Ostküsten nor-

male Erscheinung, welche durch die vorherrschenden Luft- und Meeresströmungen bedingt wird. An der Ostküste Nordamerikas muss aber noch ein besonderer Umstand dazu kommen, um die exceptionell rasche Wärmezunahme nach Süden hin zu erklären, und wir schliessen uns hier der Ansicht Woeikoffs an, dass derselbe zu suchen ist in der Existenz des warmen Mexikanischen Golfes und die nach Süden hin rasch zunehmende Häufigkeit der SW-Winde, welche dessen Wärme auch den Südstaaten zukommen lassen, während an der Ostküste Asiens bis zum Wendekreis hinab nur sehr kalte trockene Kontinentalwinde wehen. Woeikoff gibt folgende Uebersicht der Windverhältnisse des östlichen Nordamerika im Winter (Prozente):

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Labrador	16	5	8	1	2	1	3	**64**
Neu-England	9	11	4	7	7	**14**	15	**33**
Mittlere atlant. Staaten . .	9	12	5	6	7	**14**	19	**28**
Südstaaten (S. Virg.—Georg.)	13	13	7	6	11	**18**	14	**17**

Das Uebergewicht der kalten NW-Winde im Norden, dagegen die Zunahme der warmen SW- und S-Winde nach Süden, kommt hier sehr deutlich zum Ausdruck. An der Ostküste Asiens stehen die Verhältnisse ganz anders und ein im Winter kalter Kontinent nimmt dort die Stelle des warmen Mexikanischen Golfes ein. Folgende Gegenüberstellung der Temperaturverhältnisse beider Ostküsten dürfte von Interesse sein.

Jahrestemperatur und Januartemperatur:

Ostasien		Jahr	Januar	Ostamerika		Jahr	Januar
Ochotsk, Ajan	57,9°	−4,5	(−22,0)	Hebron, Nain	57,7°	−4,1	**(−20,2)**
Nicolajewsk	53,1	−2,5	(−22,9)	Rigolet . .	53,5	−2,9	**(−18,6)**
Kussunai[1] .	47,3	2,1	(−13,0)	St. Johns .	47,6	5,1	**(−4,7)**
Wladiwost. .	43,2	4,6	(−15,0)	Brunswick .	43,9	6,9	**(−6,6)**
Peking[2] .	40,0	11,8	(−4,6)	Philadelph. .	39,9	11,6	**(−0,4)**
Shanghai .	31,2	15,7	(3,2)	Savannah[4]	31,0	20,2	**(12,2)**
Canton[3] .	22,7	21,7	(15,1)	Key West .	24,6	25,0	**(20,7)**

---

1) Mit Murajew.
2) Peking ist auffallend warm, Winter wie Sommer.
3) Mit Macao.
4) Mit St. Augustine.

Man sieht, dass bis gegen 50° Breite herab die Jahrestemperaturen ziemlich gleich sind, die Winter sind aber in Labrador milder, die Sommer dagegen kühler. Südlich vom 50. Breitegrad wird Ostasien bedeutend kälter gegenüber NE-Amerika, namentlich im Winter und diese Abkühlung bleibt bestehen oder steigert sich noch bis gegen den Wendekreis hin. Wollte man Südchina mit Südtexas vergleichen, dem es seinen allgemeinen Verhältnissen nach besser entspricht als Florida, so würde auch Südtexas sich wärmer erweisen (Matamoros, in nahe 26° N. Br., Jahr 23,2°, Januar 15,6°, ist schon wärmer als Canton). Wir lernen aus diesem Vergleich, dass in Ostamerika nicht der Norden zu kalt ist, sondern dass der Süden zu warm ist gegenüber Ostasien, und dass hieraus die raschere Wärmeänderung mit der Breite entspringt. Die Winter an der Ostküste Asiens sind ungleich strenger als an der Küste Amerikas, selbst das Innere Amerikas ist in gleicher Breite viel wärmer als die Ostküste Asiens.

Auf den viel näher liegenden Vergleich zwischen den beiden gegenüberliegenden Küsten des Atlantischen Oceans, d. h. zwischen den Küsten von Europa und Nordafrika mit jenen Nordamerikas, wollen wir hier nicht mehr näher eintreten, da wir denselben schon früher zur Erläuterung des Unterschiedes zwischen den West- und Ostküsten verwendet haben (S. 121). Es war namentlich Humboldt, der diesen Unterschied zuerst genauer dargelegt und darauf hingewiesen hat, dass in höheren Breiten (zwischen 70° und 55° auf europäischer Seite) derselbe 10—12 Breitegrade beträgt, um welche man in Nordamerika nach Süden gehen muss, um die gleiche Jahrestemperatur wie in Nordeuropa zu finden, dass diese Differenz sich in mittleren Breiten vermindert, in der Gegend vom 45.° bis auf 4—5 Breitegrade, um unter dem 30. Breitegrad auf Null herabzusinken.

In der Mitte des Kontinents, längs der Achse des grossen Mississippithales, ist die Wärmeabnahme mit der Breite ein wenig langsamer als an der Ostküste, wenigstens im Sommer- und Jahresmittel. Es beträgt dieselbe

durchschnittlich zwischen New Orleans und Winnipeg pro 1 Breitegrad:

im Januar 1,5°, im Juli 0,4°, im Jahresmittel 0,9°.

An der Westküste dagegen ist die Temperaturänderung mit der Breite gering. Dieselbe beträgt zwischen S. Diego (32,7°) und Sitka (57°) im Mittel:

Januar 0,53°, Juli 0,36°, Jahr 0,45°.

Im Sommer ist der Unterschied am kleinsten, im Januarmittel am grössten, die Temperaturabnahme ist dann nur 1/3 von jener auf der Ostseite des Kontinents.

Die grossen Seen im nördlichen Teile der Union an der canadischen Grenze beeinflussen die Mitteltemperaturen, sowie die Winterminima bedeutend. Sie bewirken eine wesentliche Erhöhung der Wintertemperatur namentlich in jenen Landesteilen, welche unmittelbar östlich und südöstlich von den grossen Wasserbecken liegen, indem die kalten Kontinentalwinde aus W und NW auf ihrem Wege über die nie ganz zufrierenden Wasserflächen wesentlich erwärmt werden. Namentlich die Halbinsel zwischen dem Michigansee und dem Huron- und Eriesee hat ein viel milderes Klima und vorzüglich einen viel wärmeren Herbst als die Gegenden westlich davon unter gleicher Breite. Die Temperaturen sind hier sogar höher als in gleicher Breite an der atlantischen Küste. Woeikoff gibt folgende Beispiele dafür (es sind hier jedoch etwas andere Temperaturmittel des Januar eingesetzt):

unter 46° N. Br. Houlton —9,5, Ft. Brady —8,5, Breckenridge —16,0,
unter 42½° Colebrook (Conn.) —6,7, Detroit (Michig.) —3,4,
Dubuque (Iowa) —6,5.

Wir haben aus fünfjährigen (1874—79) gleichzeitigen Beobachtungen nach den Reports des Signal Service folgende Mittelwerte abgeleitet für Milwaukee und Grandhaven, die in gleicher Breite liegen, aber durch die ganze Breite des Michigansees, die hier 100 Kilometer beträgt, getrennt sind. Grandhaven liegt an der Westküste, empfängt also die kalten NW- und W-Winde des Innern Nordamerikas erst, nachdem sie den See passiert haben. Der Effekt auf die Mitteltemperaturen ist ein bedeutender.

	Milwaukee 43° 3′ N., 87° 54′ W. 212 m Seehöhe	Grandhaven 43° 5′ N., 86° 18′ W. 186 m Seehöhe	Differenz
Oktober	8,9	10,0	1,1
November	2,1	3,8	1,7
Dezember	— 3,3	— 0,4	2,9
Januar	— 6,7	— 3,2	3,5
Februar	— 4,2	— 3,1	1,1
März	— 0,8	0,7	1,5

Die Wintertemperatur von Grandhaven wird um 2,5° über jene von Milwaukee erhöht; charakteristisch für den Einfluss des Sees ist der relativ kalte Februar zu Grandhaven. Auch in den Monaten April bis Juni ist letzterer Ort wärmer als Milwaukee. Juli bis September haben die gleiche Temperatur. Die Jahresmittel und die mittleren Kälteextreme aus der gleichen Periode sind:

	Milwaukee	Grandhaven	Differenz
Jahr	7,3°	8,6	1,3
Mittl. Minimum	— 26,9	— 19,6	7,3

Die Halbinsel zwischen dem Michigansee und dem Huron- und Eriesee bildet durch den mildernden Einfluss dieser grossen Wassermassen auf die Temperatur und den Feuchtigkeitsgehalt der Winde geradezu eine klimatische Oase, in welcher viele empfindlichere Kulturgewächse gedeihen, welche in gleichen Breiten in den übrigen Teilen der Union nicht vorkommen. Während der Vegetationszeit sichert der Einfluss der Seen diesen Landstrich gegen die verderblichen Früh- und Spätfröste, welche nicht selten so weit südlich wie nach Missouri und Kentucky vordringen. Die Vegetationszeit ist daher dieselbe wie in Central-Illinois, während die Gleichmässigkeit des Klimas grösser ist, und die anhaltenden kalten und verderblichen Winde, die Plage des Südwestens, hier unbekannt sind. Winchell hat Linien gleicher absoluter Winterminima gezogen, welche den Einfluss des Sees auf die Temperatur besonders auffallend zeigen. Die Linie eines absoluten Minimums von — 32° zieht von Leavenworth in Kansas nach Ottawa und in die Nähe von Chicago, dann läuft sie auf der Westseite des Michigansees östlich von Milwaukee nach Mackinak hinauf. Auf der ganzen Ostküste des Michigansees ist in der gleichen Zeit noch kein Minimum von —27° beobachtet worden. Da im Herbst die W-Winde besonders vorherrschen, ist die Wirkung des Sees dann besonders fühlbar, indem die Herbstfröste dadurch bedeutend hinausgeschoben werden. Die Vegetation bleibt in voller Kraft von Northpoint bis St. Joseph bis circa Anfang November, d. i. noch durch 3 Wochen, während sich im Westen und Süden schwere Nachtfröste sogar in Central- und Süd-Indiana und in Ohio eingestellt haben.

Die kälteste Gegend der Vereinigten Staaten ist das nördliche Minnesota und Dacota. Zwischen dem Missouri und den grossen Seen, im Thale des Red River und des oberen Mississippi liegt die Einbruchstelle der strengen Winterkälte von Norden her, welche zuweilen die Staaten der Union weit nach Süden hinab heimsucht. Doch kommt nicht immer die grosse Winterkälte der südlichen Staaten durch dieses Einbruchsthor aus den polaren Gegenden herab, oft ist es im Norden wärmer als gleichzeitig im Süden. Die Kälteextreme daselbst sind dann ein Effekt der Wärmeausstrahlung bei heiterem Himmel und einer Schneedecke im Gebiete eines Barometermaximums, wie wir dies schon früher eingehender beleuchtet haben.

Die Orte im Felsengebirge sind mit Rücksicht auf ihre Seehöhe wärmer, namentlich im Winter, als die Niederungen an ihrem Ostfusse. Es gilt dies selbst schon für die Plateaus auf der Ostseite, obgleich sie ohne scheidende Zwischenketten langsam aufsteigen; in höherem Masse noch gilt dies für die Hochthäler auf der Westseite der Rocky Mountains und für das grosse Bassin. Die Orte am Ostfusse des Kaskadengebirges und der Sierra Nevada, an deren Westseite im Winter ungemein grosse Regenmengen fallen, werden durch die trocken herabsinkenden Westwinde föhnartig erwärmt. Dasselbe ist der Fall auf den Ebenen am östlichen Fuss der nördlichen Felsengebirge im britischen Nordamerika. Wir wollen nur ein paar Beispiele für die relativ hohe Wintertemperatur noch in grossen Höhen des Felsengebirges geben, indem wir die Januartemperaturen in gleicher Breite liegender Orte zusammenstellen.

Montreal .	45,5 N.,	20 m,	−8,4	Newark .	40,7 N.,	10 m,	−1,4
St. Paul .	44,9 „	244 „	−11,2	Granville (Ohio) .	40,1 „	302 „	−3,2
Virginia City . .	45,3 „	1670 „	−8,3	Salt Lake City . .	40,8 „	1300 „	−3,4
Dalles Or.	45,6 „	110 „	−0,2				

Auf den Hochebenen und in den Hochthälern der Westseite des Felsengebirges sind auch die Winterminima viel milder als auf der Ostseite und am Ostfuss desselben.

Da die strenge Winterkälte entweder mit kalten Luftströmungen aus Norden kommt oder durch Wärmeausstrahlung an Ort und Stelle selbst entsteht, und die kalte Luft vermöge ihrer grösseren Schwere die tieferen Stellen des Terrains aufsucht, so wird die relativ höhere Wärme der Plateaus schon auf der Ostseite des Felsengebirges erklärlich; noch grösseren Schutz gewähren natürlich Bergketten, welche den kalten Luftströmungen in den Weg treten. Das grosse Bassin und die Hochthäler westlich von der Hauptkette der Rocky Mountains sind durch dieselbe wirksam geschützt gegen das Eindringen der kalten Luftströmungen aus N und NE; von Westen und Nordwesten kommt aber warme Luft vom Grossen Ocean.

In Bezug auf den jährlichen Gang der Temperatur in Nordamerika wollen wir nur darauf aufmerksam machen, dass eine wesentliche Verspätung der Wärmeextreme bloss an einigen Punkten der NE-Küste unter dem Einfluss des kalten eisführenden Labradorstromes sich bemerkbar macht, aber durchaus keine Eigentümlichkeit des ganzen Nordostens von Amerika ist, wie man früher meinte. In keiner längeren Temperaturreihe des Inlandes ist der Februar der kälteste Monat, wenn auch, in der Nähe der grossen Seen namentlich, Jahrgänge sich wiederholen können, in denen dies der Fall ist. Es tritt in den Vereinigten Staaten allerdings gelegentlich ein ausserordentlich kalter Februar und März auf, doch finden wir dies wieder, wenn auch nicht in gleich hohem Masse, z. B. in den östlichen Mittelmeerländern, wo auch zuweilen der März der kälteste Monat des Jahres werden kann. Die merkwürdigste Anomalie in Bezug auf den jährlichen Wärmegang, ein Unikum auf der ganzen Erde, findet sich an einer lokal beschränkten Stelle der kalifornischen Küste in der Umgebung von San Francisco. Wir führen die Temperaturmittel einiger Stationen von San Francisco für die zweite Jahreshälfte hier an.

	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Alcatrazinsel . . .	13,7	14,3	14,3	15,2	15,7*	15,0	13,7
Presidio S. Francisco	13,8	14,2	14,4	15,1*	14,4	12,6	12,7
S. Francisco . . .	14,4	14,5	14,6	15,4*	14,9	12,7	12,9

Es tritt also hier das Temperaturmaximum erst zwischen September und Oktober ein, und der Oktober ist wärmer als der August, hingegen ist der Januar der kälteste Monat wie anderswo. Die Ursache dieses abnormen Wärmeganges liegt in dem Umstande, dass San Francisco in einer Lücke der Küstenkette liegt, durch welche um die Höhezeit der Hitze im Innern Kaliforniens regelmässige stürmische Seewinde wie durch eine Pforte ins Innere eindringen und die Umgegend von San Francisco stark abkühlen, da sie von einem kalten Küstenstrom kommen. Je grösser die Hitze im Innern, desto stärker sind diese abkühlenden Zugwinde; wenn die erstere nachlässt, so werden auch die Seewinde schwächer und die Temperatur kann dann noch etwas steigen. Der Vergleich der August- und Julitemperatur zeigt sehr deutlich die gehemmte Temperaturzunahme, die dann mit einem Sprung im September erst erfolgt. Die anderen Küstenpunkte Kaliforniens, von denen Beobachtungen vorliegen, zeigen diesen merkwürdigen Temperaturgang nicht, nur Ft. Humboldt zeigt einen Anklang daran.

Ueber den täglichen Wärmegang in Nordamerika liegen nur äusserst dürftige Daten vor. Die tägliche Wärmeschwankung ist selbst im Innern Nordamerikas bis gegen den 100. Meridian hin nicht so gross, wie man es bei der kontinentalen Lage und den hohen Temperaturgraden des Sommers erwarten könnte. Es ist dies eine Folge der grossen Feuchtigkeit, die über den ganzen Kontinent bis zur genannten Grenze im Sommerhalbjahr herrscht, und den Wärmeverhältnissen einen tropischen Anstrich gibt, der in geringen täglichen Schwankungen besteht. Hingegen sind in den westlichen Staaten auf den Plateaus des Felsengebirges die normalen täglichen Wärmeänderungen sehr gross, namentlich in den südlicheren Teilen, in Arizona, Neumexiko und dem östlichen Texas. Nach Blodget teilen wir folgende fragmentarische Daten über die mittlere tägliche Wärmeschwankung während des Sommerhalbjahrs vom Mai bis September mit. Es sind Differenzen der täglichen Extreme daher grösser als die normale tägliche Wärmeschwankung.

New York	7,4°	Ft. Defiance . .	2200 m,	16,4°
Toronto	8,7	Ft. Massachusetts.	2550 „	15,6
Ft. Snelling (St. Paul) .	10,0	Ft. Union . . .	2030 „	14,4
Ft. Kearny	11,4	Ft. Fillmore . .	1200 „	13,7
S. Francisco	5,8	Ft. Yuma . . .	—	13,0

Die letztangeführten fünf Stationen liegen in Neumexiko und Arizona, im regenarmen Gebiete. Zu Ft. Defiance beträgt im Mai und Juni die tägliche Wärmeschwankung 18,2°, übrigens führt Loomis Orte in diesen Gegenden an, welche eine tägliche Wärmeschwankung bis zu 27° im Sommer haben sollen. Da hier, namentlich zu dieser Jahreszeit, die täglichen unregelmässigen Wärmeschwankungen sehr gering sind, geben diese Zahlen eine gute Vorstellung von der normalen, d. h. regelmässigen täglichen Temperaturänderung.

Die unregelmässigen oder unperiodischen Wärmeschwankungen, d. h. die von den Witterungsänderungen und dem Windwechsel abhängigen Temperaturschwankungen, spielen im Klima Nordamerikas ihres excessiven Charakters wegen eine wichtige Rolle. Die Kenntnis der mittleren Kälteextreme des Winters ist zum Verständnis des Klimas durchaus nötig, die mittleren Monatstemperaturen allein würden zu ganz falschen Vorstellungen und Vergleichungen verleiten. R. Russel macht darüber sehr richtige Bemerkungen.

Savannah hat eine mittlere Wintertemperatur, welche der des Mai in London und jener des Winters in Cadix, welches 4½° nördlicher liegt, gleichkommt. Doch würde man sehr irren, wenn man deshalb Savannah mit Cadix auf die gleiche Stufe stellen würde, denn Südspanien hat eine völlig verschiedene Vegetation von jener Nordamerikas bei gleicher mittlerer Wintertemperatur, weil dort die Winterfröste fehlen. Die Vegetation ist hier ein viel besserer Führer zur Erkenntnis der Eigentümlichkeiten des Klimas als die mittlere Temperatur. Die Orangenbäume sind im ganzen Gebiet der Vereinigten Staaten, das südliche Florida ausgenommen, dem gelegentlichen gänzlichen Erfrieren unterworfen, nicht so in Spanien. Die Baumwollpflanze ist ein noch empfind-

licherer Zeuge des extremen Klimas der niedrigen Breiten Nordostamerikas. Während dieselbe im Süden von Spanien ein ausdauernder Busch ist, werden im ganzen Süden der Baumwollzone der Vereinigten Staaten Stamm und Zweige jedes Jahr durch den Frost getötet, so dass die Felder Jahr für Jahr neu bepflanzt werden.

Ort	Breite	Mittlere Monatsschwankung		Mittlere Jahresextreme	
		Winter	Sommer		
Anticosti	49° 24′	26,5	11,8	−25,9	21,6
St. Johns	47 34	24,5	21,5	−22,1	28,9
Halifax	44 39	28,6	23,1	−23,3	31,4
Houlton	46 7	31,8	24,5	−28,8	32,9
Providence	41 50	27,3	21,0	−19,8	32,9
New Bedford	41 38	25,5	22,8	−18,9	31,4
New York	40 42	26,1	21,8	−17,3	33,9
Philadelphia	39 57	25,4	19,7	−15,3	34,6
Washington	38 53	24,7	19,1	−15,8	34,9
Macon, Georg.	33 46	26,8	15,4	−7,6	36,2
Charleston	32 45	23,0	11,3	−4,4	33,7
New Orleans	30 0	25,9	13,1	−4,9	35,7
Key West	24 32	13,6	7,7	11,6	32,2
Sitka	57 3	17,6	14,1	−15,0	22,3
New Westminster	49 12	18,7	20,6	−9,7	31,1
York Factory	57 0	33,0	27,3	−42,6	32,0
Moose „	51 15	37,7	27,9	−41,5	31,2
Winnipeg	49 55	37,0	27,9	−40,3	33,9
Quebeck	46 49	31,3	24,9	−30,7	33,2
Toronto	43 39	28,3	24,5	−24,5	32,8
Lawrence, N.Y.	44 40	35,5	24,5	−30,6	32,8
Gouverneur „	44 25	38,7	27,0	−33,7	34,7
Lowville „	43 47	35,6	27,4	−31,9	34,9
Albany „	42 31	29,4	21,5	−24,2	33,8
Ft. Sully, Dac.	44 39	39,7	32,3	−31,8	42,6
Ft. Snelling	44 53	34,0	21,3	−31,8	33,9
Iowa	41 37	34,2	24,4	−27,9	34,8
St. Louis	38 37	32,4	22,9	−20,7	37,6
Cincinnati	39 6	31,7	22,4	−19,5	35,8

In der vorstehenden Tabelle findet man die mittleren Jahresextreme einer Anzahl von Orten in Nordamerika zusammengestellt; sie mussten zum grössten Teile erst neu berechnet werden. Die ersten beiden Kolumnen geben ein Mass für die Grösse der unregelmässigen Schwankungen der Wärme, welche in Nordamerika namentlich im Winter sehr bedeutend sind. Sie geben die durchschnittliche Aenderung der Temperatur im Laufe eines Monats im Winter- und Sommermittel an. In dem nördlichen Teile des Staates New York, in Manitoba, Dacota und Minnesota kommen die Monatsschwankungen der Wärme jenen Westsibiriens gleich und betragen 35 bis 40° C. (d. i. durchschnittlich während 30 Tagen). Zu Ft. Sully kommen Aenderungen von 45° im Monat öfter vor, zuweilen in ganz kurzer Zeit. Es stieg daselbst z. B. die Temperatur vom 29. zum 30. November 1872 von —26,1° auf 7,8°, das Maximum des Januar 1876 war 12,8°, das Minimum —31,1°, das Maximum des November 1875 war 20,6°, das Minimum —27,8° etc. Zu St. Louis folgte auf das Neujahrsminimum von —30,3° im selben Januar 1864 wieder ein Maximum von 22,2°, dies gibt 52,5° Monatsschwankung der Wärme. Noch in der Breite von 40° sind die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur um 10° grösser als im mittleren Europa.

Mittlere Jahresextreme.

F.Sullivan, Maine	44°54′	29,8	—22,6	Leavenworth .	39°20′	34,9	—23,4
Portland „	43 39	32,4	—21,9	Ft. Scott . . .	37 45	35,2	—19,3
Portsmouth, N.H.	43 24	31,7	—20,0	Ft. Gibson . .	35 47	37,6	—16,2
Boston, Mass. .	42 22	34,4	—18,5	Ft. Smith . .	35 25	36,4	—13,9
Newport, Rh.I. .	41 30	29,8	—17,9	Ft. Washita .	34 19	37,8	—11,9
Monroe, Virg. .	38 2	33,9	—10,1	Towson, Ark. .	33 53	36,2	—13,9
Ft. Brady, Wisc.	46 30	32,4	—30,4	Augusta . . .	33 28	36,1	—8,7
Mackinak, Mich.	45 51	28,3	—26,1	Mt. Vernon, Al.	31 12	35,3	—5,2
Howard „	44 37	35,0	—29,6	Ft. Jesup . .	31 30	36,2	—9,2
Gratiot „	42 51	33,8	—22,8	St. Augustine, Fl.	29 50	33,9	—2,2
Detroit „	42 19	33,2	—19,7	Ft. Brooke „	27 57	32,8	0,3
Pittsburg, Penns.	40 26	33,2	—17,9	Ringgold, Barr.	26 23	40,0	—2,9
Carlisle „	40 3	35,4	—18,2	Matamoros . .	25 54	35,1	—2,4
Hillborough. Oh.	39 15	—	—21,3				

Charakteristisch für Nordamerika ist das vorübergehende Eindringen tiefer Frostgrade in Gebiete mit einer relativ hohen mittleren Wintertemperatur. In Ostasien gibt es auch bedeutende Kältegrade in niedrigen Breiten, es ist aber auch die mittlere Temperatur niedrig. Folgender Vergleich macht den Unterschied deutlich:

Ort	Breite	Jahres-min.	Januar-temp.	Diff.	Monatsschwankung Winter	Sommer
Charleston[1]	32,7°	−4,4°	9,8°	14,2°	23,0°	11,3°
Ft. Jesup.	31,5	−9,2	10,3	19,5	—	—
Shanghai	31.2	−8,6	2,1	10.7	22,2	17,9

Namentlich auf der Westseite des Mexikanischen Meerbusens im südlichen Texas ist es, wo tiefe Kältegrade in ein Gebiet mit sommerlichen Wintertemperaturen eindringen. Zu Matamoros, 4° südlicher als Kairo, tritt fast jeden Winter strenger Frost ein, Temperaturen von —5 bis —6° kommen öfter vor. Zu Eutah in Alabama (32° 46′ N.) sank die Temperatur im Januar 1851 auf —19°, das absolute Minimum von New Orleans innerhalb 20 Jahren war — 10,6°. Nach Blodget ist die Küste von Georgia bis Savannah hinab am besten gegen die tiefen Kältegrade des nordamerikanischen Winters geschützt.

Die südliche Grenze des Schneefalls liegt in den Vereinigten Staaten in einer sehr niedrigen Breite, nur im südlichen China steigt dieselbe noch tiefer herab und zwar bis gegen den Wendekreis. Nach Blodget bezeichnet eine Linie von der atlantischen Küste westwärts unter dem 41. Breitegrad die Grenze der regelmässigen Winterschneedecke, westlich vom Eriesee geht sie um 1½° nordwärts. In Savannah ist schon 3 Fuss tiefer Schnee gefallen, und gelegentlich fällt Schnee bis an den Mexikanischen Golf in New Orleans und Mobile. In Washington (Breite von Palermo) fällt Schnee noch häufig im April und Mai. Zur besseren Konstatierung der Schneegrenze haben wir die mittlere Häufigkeit der Schneetage für einige Orte der Südstaaten berechnet.

---

[1]) Die Extreme hier nicht wie in Shanghai wahre Extreme, sondern den fixen Beobachtungszeiten entnommen.

Mittlere Zahl der Schneetage in den südl. Staaten der Union.

Baltimore	7,2	Ft. Gibson, Ark.	6,6
Augusta, Georg.	2,9	Ft. Jesup	1,3
Mt. Vernon Arsenal	0,7	Baton rouge	0,8
Charleston	0,2	New Orleans	0,3
St. Augustine, Fl.	0,4	Ringgold Barracks	0,2
Tampabai. Fl.	0,0	Matamoros	0,2

Das östliche Canada zeichnet sich durch besonders starken Schneefall aus; hier, wie überhaupt in dem östlichen Teil der Vereinigten Staaten bringen NE-Stürme die grossen Schneemengen. Landeinwärts nimmt der Schneefall stark ab, wie folgende Zahlen, welche die mittlere Höhe des gesamten Winterschneefalls angeben, sehr deutlich nachweisen.

Mittlere Schneehöhe des Winters in Centimetern:
Neufundland, Neubraunschweig und Neuschottland 277, Provinz Quebeck 285, Provinz Ontario 226, Manitoba 99.

Fröste von —40° (Quecksilbergefrierfröste) dringen aus dem britischen Nordamerika gelegentlich bis in den nördlichen Teil des Staates New York vor selbst bis unter den 44. Breitegrad. Desgleichen kommen sie in Montana, Wyoming, dem nördlichen Dacota und Minnesota vor; überall zwischen dem Felsengebirge und dem Mississippi nördlich von 40° N. Br. kommen Minima bis —30° vor. Die tiefsten Minima, die Ch. Schott aus dem Gebiete der Vereinigten Staaten anführt, sind —45,6° zu Ft. Sanders (Wy.) und —47,2° zu Ft. Ellis (Mont.). In Winnipeg sinkt die Temperatur fast jeden Winter bis auf und unter —40°, das Minimum des Dezember 1879 war —47,5°.

Die Temperaturmaxima des Sommers sind sehr gleichmässig verteilt, ein Maximum von 30° kommt wohl gelegentlich (westlich von der Hudsonsbai) bis zum Polarkreis vor. Die höchsten Temperaturgrade finden sich im südlichen Arizona am Unterlauf des Colorado und Gila, wo sie gegen 50° im Schatten erreichen wie in den heissesten Teilen der Alten Welt unter ähnlicher Breite. Einige absolute Temperaturmaxima aus längeren Beobach-

tungsreihen mögen hier Platz finden: Ft. Yuma und Ft. Miller (inneres Kalifornien) 48,3°, Ft. Sully 45,6°, Ft. Laramie 41,7°, Washington 42,2°, Chicago 41,1°, Cincinnati 39,4°, Newhaven 38,9°, New Orleans 37,8°.

Die Veränderlichkeit der Temperatur ist in den Vereinigten Staaten und auch im britischen Nordamerika sehr gross; in Bezug auf die niedrigen Breitegrade, in welcher diese grosse Veränderlichkeit der Temperatur noch vorkommt, steht Nordamerika sogar ohne Beispiel da. Der nördliche Teil der mittleren Staaten und das angrenzende Gebiet von Manitoba hat eine Veränderlichkeit der Temperatur, welche jener in Westsibirien gleichkommt, es sind dies die beiden Maximalgebiete der durchschnittlichen Grösse der Temperaturwechsel. Aber selbst noch in den mittleren und den östlichen Staaten der Union ist die Veränderlichkeit der Temperatur fast so gross wie in Sibirien, wie die Tabelle auf S. 504 gezeigt hat. Und diese grossen Temperatursprünge kommen hier in einer mehr als 10° südlicheren Breite vor. Darin stehen die Vereinigten Staaten einzig da.

Die Ursachen dieser häufigen und grossen Temperatursprünge bei einer relativ hohen Mittelwärme sind in folgenden Umständen begründet: 1) In der vorhin erwähnten raschen Wärmeabnahme nach Norden, der engen Nachbarschaft des warmen Golfgebietes und dem Gebiet polarer Winterkälte im Norden der Vereinigten Staaten. 2) In der Bahnrichtung und Häufigkeit der Barometerdepressionen und den durch sie verursachten Windwechsel. Es geht mitten durch die Staaten der Union eine Hauptzugstrasse der Barometerminima, welche zudem sehr frequentiert ist. Dadurch kommen die Orte rasch nacheinander von der warmen Vorderseite der Cyklonen mit den heissen Golfwinden in die sehr kalte Hinterseite derselben mit den polaren NW-Winden. Wir in Europa bleiben fast immer auf einer Seite der Wirbelsturmbahnen, weil die Zugstrasse der Cyklonen im Nordwesten vorübergeht, und zudem sind die Temperaturunterschiede der Winde auf der Vorder- und Rückseite

sehr viel geringer wegen der hohen Wärme im Norden, d. h. der sehr langsamen Wärmeabnahme mit der Breite. 3) In der viel grösseren Geschwindigkeit, mit der die Barometerminima in den Vereinigten Staaten von W nach E fortschreiten, gegenüber den europäischen; ihre mittlere Geschwindigkeit ist die fast doppelte von jener der europäischen Minima. Die natürliche Folge davon ist, dass die Temperaturwechsel viel rascher aufeinanderfolgen. Wir haben also im östlichen Nordamerika grössere Temperaturgegensätze zwischen den beiden Seiten eines barometrischen Minimums und eine viel raschere Aufeinanderfolge derselben bei der Ortsveränderung der letzteren. Als ein Beispiel hierfür führe ich an, dass am 20. Januar 1866 in den westlichen Staaten der Union (90—100° W. L., 37—47° N. Br.) bei NW-Wind eine Temperatur von —22 bis —30° C. herrschte, während in den östlichen Staaten (70—83° W. und 39—47° N.) die Temperatur bei südlichen Winden noch auf 5—10° C. stand, eine Temperaturdifferenz von mehr als 30°. Am 19. Januar, wo noch die Vorderseite eines Barometerminimums mit südlichen Winden über dem Westen lag, war daselbst bis zum Abend die Temperatur sommerlich hoch, vielfach bei und über 20° C. Beim Einbrechen des NW-Windes infolge des Fortschreitens der Cyklone gab es dann einen ausserordentlich raschen Wärmewechsel, der von einem heftigen Gewitter eingeleitet wurde, das sich in der Nacht um 10 Breitegrade nach Süden und nach Osten bis in den Staat New York hinein fortpflanzte. Von der Plötzlichkeit des Wettersturzes mögen folgende Berichte eine Vorstellung geben.

Witterungsberichte vom **19.** Januar 1866.

Dubois (Illinois). Ungewöhnlich warm für die Jahreszeit, um 11^h vormittags 21,1°, abends 5^h Blitze in SW, $6^1/_2{}^h$ schrecklicher Gewittersturm von W, um 8^h dreht sich der Wind nach NW, es fällt Schnee und wird bitter kalt. Um 5^h abends des 19. noch 16,7° C., am 20. 5^h morgens —19,4°, Temperaturänderung 36,1° in 12 Stunden.

Zu Golconda (Illinois 37° 20′) sinkt die Temperatur bei diesem Gewittersturm von 21,1° um 10^h abends auf —2,2°, um 11^h 15^m, nach dessen Vorübergang, Aenderung 23,3° in $1^1/_4$ Stunde, und um 33.3° bis 4^h morgens (Temperatur —12.2).

Indiana. Veray, **20.** Januar. Der gestrige Tag war warm, frühlingsmässig, der wärmste des Monats. Um 9^h abends Temperatur 20°, um 11^h begann ein SW-Sturm, gefolgt von einem furchtbaren Gewitter, das Thermometer steht auf 21,1°. Das Gewitter bewegt sich nach NE. Am 20. morgens dreht sich der Wind nach NW, Schneesturm, Temperatur 5^h morgens —10,0°, Temperaturwechsel von 31,1° in 6 Stunden. Auch in Columbia City, wie in vielen anderen Orten, war der 19. Januar der wärmste, der 20. der kälteste Tag des Monats (10,4° und —15,7 Mitteltemperatur).

Richmond (39° 45'), **20.** Januar. Der gestrige Tag war warm, es wurde gegen Abend noch wärmer. Häufige Blitze in West. Um 11^h abends stand das Thermometer auf 17,2°, der höchste Stand, den ich je im Januar beobachtet. Zu gleicher Zeit zeigten sich dunkle Wolken in West und lebhafte Blitze vom Donner gefolgt, ein starker S-Wind blies so warm, dass ich mich selbst völlig in den Sommer versetzt fühlte. Regen, Hagel und dann Schnee von 11^h 30^m bis 2^h und 3^h morgens den 20. Das Thermometer fiel 31,1° in 8 Stunden.

Ohio. Urbana (40° N. Br.), **20.** 1^h morgens heftiger Gewittersturm, das Thermometer sinkt in 5 Stunden um 28,3°.

Kentucky. Louisville (38° 20' N. Br.), am **19.** Um Mitternacht ein plötzlicher Gewittersturm von West. Der Regen geht über in Schnee. Das Thermometer fiel in 6 Stunden von 20,0° auf —9,4°.

Tennessee. Clarksville (36° 30' N. Br.), **20.** Januar. Der gestrige Tag war sehr warm, Mitteltemperatur 21,1°. Der Wind frisch von SW wuchs gegen Abend zu einem Sturm an. Zwischen 9 und 10^h abends Blitze im Norden. Regen, dann Schnee am Morgen. Am 19. um 9^h abends 21,7°, um 7^h morgens —8,3°.

Wir müssen hervorheben, dass der angeführte Wettersturz kein aus längeren Jahresreihen von Beobachtungen ausgesuchter Fall ist, sondern ein zufällig aufgegriffener. Temperaturänderungen von 20—30° C. beim Vorübergang eines Barometerminimums kommen in den Vereinigten Staaten östlich vom Felsengebirge öfter vor und zwar bis gegen die Golfküste hinab. Loomis führt als grösste Temperaturänderung in 24 Stunden jene zu Hannover (New Hampshire) vom 7./8. Februar 1861 an: mittags 4,4°, 6^h morgens des anderen Tages —35,6°, Aenderung 40°.

Regenverhältnisse. In der nachfolgenden Tabelle findet man die jährliche Periode des Regenfalls für 22 Gruppen von Stationen in Nordamerika zusammen-

gestellt. Diese Mittelwerte sind neu berechnet worden nach den in der zweiten Auflage von Ch. Schotts Rain Tables of the United States (Washington 1881) enthaltenen Resultaten der älteren und neueren Regenmessungen und nach den Reports of the Met. Service of the Dominion of Canada 1872—80. Unmittelbar dem Werke von Schott entnommen sind nur die Gruppe 1 und 3 (auf Proz. reduziert). Von den am Fuss der Tabellen angegebenen mittleren Regenmengen in Centimetern gilt das schon früher in Bezug hierauf Gesagte — sie können nur eine ungefähre Vorstellung von dem durchschnittlichen Betrag des Regenfalls in der betreffenden Gegend gewähren.

Jährliche Periode der Niederschläge in Nordamerika (Prozente).

	Atlantische Küste, Maine-Washington 44—39°	Atlantische Küste, Virginien-Florida 37—28°	Hudsonsthal, Vermont, N.-u. W.-New York	Michigan u. Seenregion überhaupt	Ohiothal, Central-Penns., West-Virginien, Ohio, Kentucky	Tennessee, Alabama Ark., Miss.	Mississippi-Delta u. Golfküste	Florida
Orte	18	14	27	18	42	12	6	9
Dezember	9*	8*	7	6	9*	9	9*	5
Januar	8	7	6	7	7	9	9	6
Februar	7	6	6	5	6	10	7	6
März	8	8	7	8	8	10*	8	7*
April	8	6	7	8	9	10	9*	4
Mai	10*	8	9	9	10	7	8	6
Juni	8	9	11*	11*	10*	8	8	12
Juli	8	13	11*	10	9	9*	11*	14
August	10*	15*	9	9	9	8	11	15*
September	8	8	9	11*	8	6	7	13
Oktober	8	6	10*	8	7	5	5	7
November	8	6	8	8	8	9	8	5
Jahr cm	109	127	88	82	101	136	147	121

Im allgemeinen herrschen im ganzen Bereich des östlichen Teiles von Nordamerika vom Wendekreis bis

Jährliche Periode der Niederschläge in Nordamerika (Prozente).

	Dacota und westl. Minnesota	Iowa, Missouri, südl. Illinois	Kansas, Indian.-Terr.	Texas	Montana, Wyoming, Colorado	Neumexiko	Arizona	Idaho, Nevada, Utah
Orte . .	10	20	7	15	12	7	7	4
Dezember	3	6	5	6	5	4	8	14*
Januar .	4	5	5	4	5	3	6	10
Februar .	4	6	5	7	4	4	10	9
März . .	6	8	6	5	6	4	6	11
April . .	7	9	10	6	9	3	5	7
Mai . .	14	11	13	10	19*	3	4	13*
Juni . .	15*	12*	14*	12*	11	9	3	7
Juli . .	13	11	10	9	13*	19	20	5
August .	13	10	9	10	10	24*	20*	5
September	10	9	8	15*	8	14	8	4
Oktober .	6	7	8	10	5	7	3	6
November	5	6	7	6	5	6	7	9
Jahr cm .	55	100	88	67	32	37	33	43

zum Polarkreis die Niederschläge des Sommerhalbjahrs weitaus vor. Es ist ein Gebiet der Sommerregen. Hingegen finden wir auf der ganzen Westseite der Felsengebirge Winterregen und einen regenarmen Sommer. Diese zwei Extreme der Regenverteilung begegnen sich im westlichen Teile der grossen Plateaus auf der Ostseite des Kaskadengebirges und der Sierra Nevada; hier treffen wir (Idaho, Utah, Nevada) Winterniederschläge vereint mit Frühsommerregen, ein Uebergangsgebiet.

An der atlantischen Küste und an der Golfküste gewinnen gleichfalls die Winterniederschläge einen Zuwachs, der sie zu einem sekundären Maximum erhebt.

An der atlantischen Küste nehmen nach Süden hin die Sommerregen zu und die Winterniederschläge ab, so dass im äussersten Süden in Florida die Regenverteilung

Jährliche Periode der Niederschläge in Nordamerika (Prozente).

	Kalifornien 32—42°	Oregon, Washington, Brit. Columbia, Südl. Alaska 45—57°	Neufundland, Neuschottld., Neubraunschweig	Canada; Provinz Quebeck	Ontario	Manitoba
Orte . .	12	10	(9)	(4)	(7)	(1)
Dezember	23*	15*	8	7	9*	4
Januar .	19	14	10*	9*	9	3
Februar .	16	10	8	6	7	2
März . .	14	10	9*	8*	10*	5
April . .	7	7	7	7	7	8
Mai . .	3	5	7	8	8	14
Juni . .	1	4	7	8	7	19*
Juli . .	1	3	8	11*	9*	12
August .	0	3	8	8	7	14
Septbr. .	1	7	8	9	10*	9
Oktober .	3	9	10*	11*	8	6
Novbr. .	12	13	10*	8	9	4
Jahr cm .	55	159	112	100	84	58

schon einen tropischen Charakter annimmt (Regenzeit Juni bis September). An der Golfküste ist die jährliche Periodicität ziemlich verwischt durch das Auftreten von drei Maximis: Juli-August, März und Dezember. Die angrenzenden Staaten, Alabama, Tennessee, Arkansas, Mississippi haben die Eigentümlichkeit, dass das Frühlingsmaximum, das in Florida und an der Golfküste nur angedeutet ist, sich zum Hauptmaximum ausbildet, während das Sommermaximum eine untergeordnete Rolle spielt. Eigentlich haben wir hier nur sehr gleichmässig verteilten Regenfall das ganze Jahr hindurch. Der Oktober ist in den westlichen Südstaaten der regenärmste Monat.

Die nördliche atlantische Küste, von 44° N. Br. an, hat Mai und August Regen, die südliche Juli und August

Regen, das Frühjahrsmaximum fehlt. Im Hudsonthal und im Ohiothal herrschen Frühsommerregen. In dem östlichen Grenzgebiet der Vereinigten Staaten und des britischen Nordamerika macht sich noch ein Herbstmaximum geltend, das in der Provinz Quebeck sowie im nördlichen Teile des Staates New York und Vermont auf den Oktober fällt, weiter im Westen in der Provinz Ontario und der Seenregion der Vereinigten Staaten schon auf den September. Die jährliche Periode des Niederschlags in der westlichen Seenregion wird charakterisiert durch ein Maximum im Juni und im September, ein Nachlassen der Regen im August und ein Hauptminimum im Februar. Umgekehrt herrschen am unteren Lorenzstrom, in Neuschottland, Neubraunschweig und Neufundland vorwiegende Herbst- und Winterniederschläge, ganz analog der Regenverteilung an der europäischen nordatlantischen Küste. Diese Niederschläge der kälteren Jahreszeit nehmen landeinwärts ab, um einem ausgeprägten kontinentalen Sommermaximum Platz zu machen wie in Manitoba, dessen Regenperiode jener Westsibiriens entspricht. In der Provinz Ontario, einem Uebergangsgebiet, ist die jährliche Periode fast ganz verwischt, die Niederschläge sind gleichmässig verteilt [1]).

Die mittleren Staaten östlich vom Felsengebirge haben, wie Manitoba, eine kontinentale jährliche Regenperiode, einen niederschlagsarmen Winter und ein einziges Regenmaximum im Sommer. Ueberall herrschen hier Juniregen, überhaupt Frühsommerregen, denn schon der Mai kommt dem Junimaximum nahe. Noch in Texas finden wir ein Junimaximum, aber noch ein zweites grösseres im September. Die Regenverteilung in Texas findet, wozu auch die Periode der Windrichtungen und der relativen Feuchtigkeit stimmt, ein völliges Analogon in Ostasien, speciell in Japan, dieselbe Unterbrechung der Regen um die Sommermitte. Ein grosser Unterschied

[1]) Die Regenverteilung im britischen Nordamerika ist das Mittel von zwei Berechnungen, die eine gegründet auf die mehrjährigen Messungen einzelner Stationen, die andere auf die Mittelwerte, wie sie in den acht Jahrgängen der Reports für die ganzen Provinzen gegeben werden. Darum ist in der Tabelle die Zahl der Stationen eingeklammert.

besteht aber in dem absoluten Betrage der Niederschläge, der in Texas durchschnittlich geringfügig ist.

Neumexiko hat fast nur Spätsommerregen, Arizona, westlicher gelegen, auch eine Andeutung eines Wintermaximums (im Februar), Mai und Juni sind die trockensten Monate, dann stürzt im Juli und August plötzlich fast die ganze Hälfte der allerdings geringen Jahresmenge des Niederschlags herab. Nördlicher, in Nevada, Utah und Idaho folgt auf ein Maimaximum, dem ein Dezembermaximum vorausgegangen, ein regenarmer Sommer und Herbst. Kalifornien hat jene Regenperiode, die wir als subtropisch bezeichnet haben und mit der von Nordafrika und Südspanien übereinkommt. Von November bis März (in 5 Monaten) fallen 84% der jährlichen Regenmenge, am meisten im Dezember (23%). Der Sommer ist so gut wie ganz regenlos. Weiter nach Norden fällt zwar auch im Sommer Regen, aber derselbe beträgt nur 10% der Jahresmenge, während die Winterniederschläge noch immer 39% derselben bilden. Die ganze Westküste Nordamerikas hat regenarme Sommer bis an die Grenze der Tropen. Wo an der Westküste Mexikos, resp. in Niederkalifornien die Sommerregen beginnen, darüber liegen mir keine Angaben vor; im Innern des Landes haben wir sie schon in Arizona (also circa unter 32° N.) angetroffen. aber noch mit einer Andeutung von Winterregen [1]).

Der günstigen jahreszeitlichen Verteilung der Regenmenge im östlichen Teile Nordamerikas entspricht auch eine so reichliche Menge der Niederschläge, dass dieselbe trotz der hohen Sommerwärme keinen Wassermangel aufkommen lässt.

Die hohe Sommerwärme neben reichlichen Niederschlägen, die zumeist in Form von Gewitterregen fallen, und eine denselben entsprechende Luftfeuchtigkeit geben dem Klima im Osten der Vereinigten Staaten im Sommer ein halbtropisches Gepräge.

---

[1]) Einer neueren Publikation entnehme ich, dass in Sinaloa die Regenzeit von Juni bis Oktober währt, die Trockenzeit von November bis Mai. Während letzterer herrscht NW-Wind, in der Regenzeit WSW. Im Oktober beim Windwechsel treten Orkane ein (Cordonazo de San Francisco), die Regenmenge wechselt sehr, sie soll zwischen circa 14 und 160 cm schwanken.

Der jährliche Regenfall ist am grössten an der Golfküste und dieselbe reichliche Regenmenge hat noch der grösste Teil der Staaten Alabama, Mississippi und Louisiana, mittlerer Regenfall circa 140 cm. Die Isohyete von 112 cm schliesst die ganze atlantische Küste östlich von den Alleghanies ein, und an der Küste selbst steigt die Regenmenge bis auf 127 cm. Florida hat im Süden 140, im Norden 130 cm und darunter. Das Gebiet der Alleghanies selbst ist nördlich vom 37.° ein regenärmeres Gebiet mit einem Regenfall zwischen 112 und 96 cm, letzteres Minimum gehört den inneren Längsthälern dieses Gebirgszuges an. Das grosse Mississippithal östlich von 97° W. L. hat einen mittleren Regenfall, der, von Süden nach Norden abnehmend, zwischen 130 und 80 cm liegt; ein zungenförmiges Gebiet grossen Regenfalls von mehr als 112 cm erstreckt sich im Westen der Alleghanies bis zum 39. Breitegrad nach Cincinnati hinauf. Die Regenverteilung in den Golfstaaten und westlich von den Alleghanies weisst deutlich auf die Quelle dieser reichlichen Niederschläge, den Golf von Mexiko, hin, daher haben auch die Alleghanies fast gar keinen Einfluss auf die allgemeine Verteilung des Regenfalls. Sehr bemerkenswert ist, worauf schon Blodget hingewiesen hat, dass auch die grossen Seen keinen Einfluss in Bezug auf eine Steigerung der Regenmenge in ihrer nächsten Umgebung zeigen, im Gegenteile erscheint im Westen des Michigansees und zwischen dem Huronsee und Eriesee eine Abnahme der sonst hier allgemein herrschenden Regenmenge bis unter 80 cm, d. i. die kleinste Menge, die man überhaupt östlich von 93° W. L. in den Vereinigten Staaten findet.

Nach Norden und Westen nimmt der reichliche Regenfall allmählich ab und sinkt im nördlichen Minnesota und Wisconsin unter 66 cm herab, um Winnipeg fallen bloss noch 58 cm, was aber immerhin noch viel ist für eine so kontinentale Lage und bei dem Umstande, dass fast die gesamte Niederschlagsmenge im Sommerhalbjahr fällt, vollkommen günstige Bodenkulturverhältnisse bedingt.

Nach Westen hin nimmt der Regenfall am raschesten ab, und der 100. Meridian bildet ziemlich genau die Grenze eines jährlichen Regenfalls von 20″ = 51 cm, nur im westlichen Texas dringt das Gebiet reichlicheren Regenfalls weiter nach Westen vor bis 102° W. L. und im Norden weicht es etwas nach Osten zurück bis 96° W. L. Infolge der hohen Sommerwärme bildet hier ein jährlicher Regenfall von 50 cm im allgemeinen die Grenze, wo die Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung aufhört, es sei denn, dass die jährliche Verteilung eine besonders günstige ist und der grösste Teil dieser Menge in der Vegetationszeit fällt. Westlich vom 100. Meridian beginnt die dürre Region, welche in einem grossen Gegensatz steht zu dem östlichen Teile der Vereinigten Staaten. Im Sommer bildet der 100. Meridian die westliche Grenze eines Sommerniederschlages von mehr als 15 cm überhaupt, weil dann auch die pacifische Küste regenarm oder ganz regenlos ist. Auch die Zwischenregion zwischen einem jährlichen Regenfall von 70 und 50 cm ist mehr oder weniger zeitweiligen Dürreperioden unterworfen, die östlich davon selten sind. Sichere Erträge sind auch in diesem Zwischengebiet nur bei künstlicher Bewässerung möglich. Diese dürre Region erstreckt sich bis an die Küsten des Pacifischen Oceans, wo nördlich vom 41. Breitegrad eine sehr reichlich bewässerte Küstenzone zu finden ist, in welcher der Regenfall zwischen 173 und 300 cm (zu Ft. Tongass) beträgt. Das Maximum des Regenfalls scheint in die Gegend von Charlotte Island zu fallen, nach Norden nimmt sie wieder ab (Sitka hat 207 cm im vieljährigen Mittel). An der Westküste von Queen Charlotte's Island ist der Boden einige Fuss tief mit Moos bedeckt, das mit Wasser gesättigt ist, selbst an steilen Abhängen.

Der grosse Regenreichtum der Nordwestküste Nordamerikas hat die gleichen Ursachen wie jener der norwegischen und schottischen Westküsten. Die grosse Regenarmut des Gebietes westlich vom 100. Meridian muss in der Luftdruckverteilung begründet sein, welche bewirkt, dass hierher im Sommer nicht mehr ein kon-

stanter und regelmässiger Zufluss feuchter Luft vom Golf stattfinden kann; wahrscheinlich ist die Windrichtung hier mehr-südwestlich oder westlich überhaupt, und solche Winde müssten wegen der Lage der Gebirge und steilen Plateaus regenarm sein. Wir besitzen noch keine Isobarenkarten, welche genau und speciell genug wären, um die hierfür massgebenden Verhältnisse ersichtlich zu machen. Dass die hohen Plateaus und Gebirge der Westküste trotz der Seewinde keine oder nur spärliche Sommerregen haben, dürfte darin liegen, dass erstlich diese Seewinde kein konstanter Luftstrom, sondern mehr blosse Tagwinde sind, zweitens dass sie, soweit letzteres der Fall wäre, von einem kühlen Meer auf eine sehr erhitzte Landfläche hineinwehen. Es ist jener Fall der Regenarmut, den wir schon S. 132 besprochen haben und der seine Analogie an der Westküste von Südafrika und von Südamerika findet. Je weiter südlich, also je grösser der Temperaturgegensatz zwischen dem kalten Küstenstrom und dem Lande, desto regenärmer wird die Küste wie das Inland.

Der reichliche Regenfall der NW-Küste ist auf eine schmale Zone beschränkt und nimmt gleich hinter dem Küstengebirge rasch landeinwärts ab. Auch nach Süden ist die Abnahme des Regenfalls rasch, während unter 41° N. Br. der Regenfall noch 140 cm beträgt, sinkt derselbe unter 39° schon auf 66 cm, unter 37° auf 50, unter 35° auf 36 cm herab, weiter nach Süden folgt die fast regenlose Küste Unterkaliforniens.

In dem südlichen Teile des Felsengebirges, in Nevada, dem westlichen Utah und dem südlichen Kalifornien beträgt der jährliche Regenfall nur 20 cm und sinkt am unteren Colorado und Gila noch unter diesen Betrag herab (Ft. Yuma hat nur 10 cm Regenfall). Der nördliche Teil der Hochebenen zwischen dem Felsengebirge und der Küstenkette, nördlich vom 41.°, hat einen jährlichen Regenfall zwischen 20 und 36 cm. Der Winter ist hier so niederschlagsarm, dass die vom Frost versengten Gräser zu Heu trocknen und eine gute Winterweide geben.

Diesem allgemeinen Ueberblick über die Verteilung

der Jahressummen des Niederschlags in Nordamerika, der sich auf die Regenkarte von Ch. Schott vom Jahre 1880 stützt, wollen wir einige das Klima des grössten Teiles der Vereinigten Staaten charakterisierende Bemerkungen nach Blodget anreihen.

Die Haupteigentümlichkeit der ganzen grossen Area westlich vom 100. Meridian ist ihre Anpassung an eine grosse Mannigfaltigkeit des vegetabilischen und tierischen Lebens. Das Klima ist extrem, ohne deshalb destruktiv zu werden, es bringt tropische Sommertemperatur und Regengüsse in Verbindung mit einer sehr niedrigen Wintertemperatur, und das Ergebnis ist ein Zustand, der der Acclimatisation tropischer und halbtropischer Pflanzen und Tiere ausserordentlich günstig ist.

Ein halbtropischer Sommer ist dem ganzen grossen Territorium eigentümlich, wir finden eine mittlere Sommertemperatur von 21° zu Salem (Mass.), in Albany und den inneren Thälern des Staates New York, an der Südküste des Eriesees, im südlichen Wisconsin, zu Ft. Snelling und Ft. Benton am oberen Missouri. Zu Baltimore, Cincinnati und St. Louis ist die mittlere Sommerwärme 24° und über einer immensen Area zwischen der Golfküste und dem 35. Breitegrad 26—27°. Und diese hohe Temperatur ist vergesellschaftet mit den Eigentümlichkeiten der gemässigten Klimate, einer gleichmässig verteilten, jedoch reichlichen Regenmenge und grossen Temperaturschwankungen, also ein Excess von Wärme und Feuchtigkeit, der den klimatischen Eigentümlichkeiten kälterer Erdstriche gleichsam aufgepfropft ist. Diese eigenartigen klimatischen Verhältnisse bewirken, dass das Land eine grosse Elasticität besitzt in Bezug auf die Anpassung an die Bedürfnisse sehr verschiedener vegetabilischer und animalischer Formen. Baumwolle, Mais und Zuckerrohr finden hier ein ihnen völlig zusagendes Klima, und die einheimischen Sorten dieser Genera, die sich bis gegen Cincinnati hinauf vorfinden, zeigen, dass diese Anpassung eine natürliche und keine forcierte ist.

Im ganzen Gebiet der Vereinigten Staaten, namentlich im Mississippithal, aber auch hinauf bis nach Montreal und Quebeck, wenn nicht bis zu den Ufern der Hudsonsbai, treten von Zeit zu Zeit im Sommerhalbjahr Perioden tropischer Wärme ein mit reichlichem Regenfall und einem hohen Grade der Luftfeuchtigkeit, welche der Witterung einen völlig tropischen Anstrich geben. Die Vegetation erreicht in solchen Perioden ein ganz ausserordentlich üppiges Wachstum wie in den Tropen, sehr verschieden von den kontinentalen Verhältnissen. Manche Arten von Früchten, einschliesslich der meisten Rebenarten, leiden unter dieser Eigentümlichkeit des amerikanischen Klimas, welche ein ernstes Hindernis für den Erfolg des Weinbaues bildet, der aber im Westen, in Kalifornien, dessen Klima dem südeuropäischen ganz analog

ist, ein ihm völlig entsprechendes Klima gefunden hat. An der Golfküste, in New Orleans wird dieser sommerliche Witterungscharakter ganz tropisch, mit täglichen Regen um Mittag, klaren Abenden und Morgen und einer sehr kleinen täglichen Wärmeschwankung.

Die Area, welche im Sommer dieses gleichförmige Klima geniesst, ist sehr gross und umfasst, wie schon bemerkt, den ganzen Osten vom 100. Meridian, mit Ausnahme geringer Küstenstrecken am Meere und an den grossen Seen. Die Alleghanies und die anderen Gebirge der östlichen Staaten bilden keine klimatischen Scheiden, W- und E-Virginien unterscheiden sich wenig und wohl am wenigsten infolge der zwischenliegenden Bergketten. Noch bestimmter ist dies der Fall in Pennsylvanien und an den südlichen Ausläufern der Alleghanies. Dieses Fehlen von Unterbrechungen in den allgemein herrschenden klimatischen Zuständen, selbst dort, wo Gebirge von beträchtlicher Höhe auftreten, ist eine der wichtigsten Eigentümlichkeiten des östlichen Teiles von Nordamerika.

Im Sommer wird die ganze Area der Vereinigten Staaten (östlich vom Felsengebirge) in ähnlicher Weise beherrscht von diesem bemerkenswertesten Witterungscharakter — unregelmässige (lokale) Verteilung profuser Regenschauer abwechselnd mit vollkommener Heiterkeit. Nirgends sind die Gewitter solch grossartige und eindrucksvolle Phänomene, die sich zeitweilig tagelang hintereinander folgen mit einer fast regelmässigen Verteilung über grosse Länderstrecken. In den nördlicheren Staaten sind sie eine regelmässigere Erscheinung als im Süden, sie haben dort, während der wärmeren Monate, mehr die Tendenz, fast alltäglich nachmittags einzutreten, während sie zwischen dem 35.—42.° gewöhnlich über grösseren Strecken auftreten, zwei, selbst drei Tage andauern und eine Zone einnehmen, vergleichbar der von St. Louis bis Philadelphia; dieser Periode folgt dann vollständig klare Witterung von gleicher Erstreckung und Dauer. — Es gibt keine Eigentümlichkeit des amerikanischen Klimas, welche mehr Interesse hat, als diese beständige Aufeinanderfolge der sommerlichen Gewitterschauer in den mittleren und nördlichen Breiten der Union. Sie bilden sich in einer Zone westlicher Winde (welche in der Höhe hier allgemein herrschend sind) und bewegen sich mit denselben nahezu stets rein östlich, obgleich die lokalen sie be-

gleitenden Winde gewöhnlich zum Schluss von NW kommen (d. h. es sind Wirbel, deren Zugrichtung von der oberen Strömung beherrscht wird). Im Sommer bringen die W- und N-Winde, welche auf die Gewitterschauer folgen, einen Himmel von blendender Klarheit [1]) und Durchsichtigkeit (Blodget).

Wenn dagegen der Südwind kommt, wird die Atmosphäre wieder trüb, die Wolken treiben trotz des unten herrschenden Windes von W nach E. Man sieht auch in Amerika wie bei uns nach Westen, wenn man nach dem zunächst bevorstehenden Wetter sehen will, obgleich der Ocean im Osten liegt. In der Breite von Washington, wie in den Neuengland-Staaten und Canada, kommen die Gewitter von West, auch wenn die unteren Wolken aus NE, E, SE ziehen, schreitet das Gewitter selbst dennoch nach Osten fort. Im Süden hingegen (südlich von 32° N. sagt Blodget), im südlichen Alabama, Mississippi, Louisiana und am Rio Grande kommen die Regen und Gewitter aus Süden mit den „golf clouds“.

Da die hohen Temperaturmaxima in den östlichen Vereinigten Staaten häufig mit grosser relativer Feuchtigkeit der Luft zusammenfallen, so kommen in den Städten namentlich zu solchen Zeiten häufig Fälle von „Sonnenstich“ vor.

Eine Eigentümlichkeit des amerikanischen Sommerhalbjahres, die mit der hohen Erwärmung der unteren Schichten und der konstanten und heftigen oberen Strömung aus SW zusammenhängen dürfte, sind die sogen. Tornados, Wirbelstürme von kleinerem Umfange, mehr Windhosen sich annähernd, aber von einer Kraftentwickelung, welche anderswo kaum ein Seitenstück findet; die Tornados der Tropen (jene Westafrikas z. B.) sind ganz harmloser Natur dagegen. Die Zerstörungen, welche die Tornados auf ihrem Wege anrichten, sind furchtbarer,

---

1) Auf diesen Witterungscharakter auf der Rückseite einer Sommercyklone in Nordamerika beziehen sich die folgenden charakteristischen Zeilen von Mrs. Stowe: „The sky of that firm clear blue, the atmosphere of that crystalline clearness, which often gives to the American landscape such a sharply-defined outline and to the human systeme such an intense consciousness of life.“

fast unglaublicher Art, nur mit Explosionswirkungen vergleichbar. Sie ziehen zumeist von SW nach NE mit einer Geschwindigkeit von 20—100 km per Stunde und sind fast stets von elektrischen Erscheinungen begleitet. Am häufigsten treten sie auf zwischen April und Juli, doch sind sie in keiner Jahreszeit völlig unbekannt, wenn man das ganze Gebiet der Vereinigten Staaten in Betracht zieht.

Zum vollen Verständnis des Charakters der Sommerwitterung in den Vereinigten Staaten östlich vom Felsengebirge muss man zweierlei berücksichtigen: erstlich die niedrige Breite, entsprechend jener von Kairo bis Triest, und zweitens den Schutz der hohen Gebirge und breiten Plateaus im Westen, welche das Einbrechen nasskalter Westwinde in die heisse Sommeratmosphäre, welches den europäischen Sommer charakterisiert, völlig ausschliessen.

Gegen Ende des Sommers werden Perioden trockenen Wetters häufiger und zu Anfang des Herbstes erstrecken sich dieselben zuweilen über 14 Tage. Im Westen von den Seen nimmt der Regen im Herbst rasch ab und jene langen, trockenen, durch Höhenrauch und wirklichen Rauch getrübten Perioden erreichen ihre vollständigste Entwickelung. Wo der Regenfall im Herbst sich nur wenig unterscheidet von jenem der anderen Jahreszeiten, wie in den Neuengland-Staaten und weiter nordwärts, da gibt es trotzdem einzelne Intervalle heiteren schönen Herbstwetters, wie es auf den Ebenen im Westen geradezu vorherrschend ist. Die populäre Bezeichnung derselben ist „Indianersommer“ und man hält dafür, dass eine solche Periode von einigen Tagen im Oktober in jedem Jahr eintrete [1]). In Canada steht dieser kurze Spätsommer im grössten Kontrast mit dem folgenden Wetter:

---

[1]) Russell gibt eine gute Schilderung einer solchen Herbstwitterung von seinem Aufenthalt zu Springfield (Ohio): Weather most delightful, being what is called the „Indian summer“. The mornings were cool with fog on the low grounds, but during the day the sky was without a cloud. The heat was considerable in the afternoons, the thermometer rising to 66° (18,9°). An almost complet stillness prevailed during the day, indeed there was scarcely as much air stirring as to rustle the rapidly fading leaves in the oak grove, where the show was held.

wenige Tage besonders milden ruhigen Wetters, begleitet von einer dicken rauchigen Atmosphäre und trockenem Nebel, enden plötzlich mit einem Schneesturm, überhaupt mit strenger Kälte und klarem Wetter. Dieser „Indianersommer", wie unser „alter Weibersommer" [1]), ist nichts anderes als die Witterung, die ein Barometermaximum im Herbst begleitet; in Amerika wird dieselbe verherrlicht durch die wundervollen Tinten der abfärbenden Blätter der einheimischen Laubbäume.

Ueber die Feuchtigkeits- und Bewölkungsverhältnisse in Nordamerika liegen wenig Beobachtungen gesammelt und berechnet vor. Bekannt ist, namentlich durch Desors Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten [2]), die grössere Lufttrockenheit der Neuengland-Staaten gegenüber Europa in Gegenden gleicher mittlerer Wärme. Diese grössere Lufttrockenheit ist eine Folge der im Winterhalbjahr vorherrschenden Landwinde aus NW, auch die sommerlichen SW- und W-Winde sind viel trockener als in Europa, weil es gleichfalls Landwinde sind. Dass sich ein reichlicher Regenfall sehr gut mit grosser Lufttrockenheit in der regenfreien Zeit verträgt, davon haben wir schon früher Beispiele angeführt (Genua, Fiume).

Es besteht selbst an der Ostküste der Vereinigten Staaten kein so ausgeprägter jährlicher Gang der relativen Feuchtigkeit und Bewölkung mit einem Minimum im Winter und Maximum im Sommer wie in Ostasien. Dazu sind die NW-Winde hier nicht konstant genug, die zahlreichen Barometerdepressionen, die im Winter namentlich, von W herkommen, lassen häufig auch NE- bis SE-Winde mit bedecktem Himmel und grösserer Luftfeuchtigkeit aufkommen, während dies in Ostasien höchst selten ist. Daher ist der jährliche Gang der Feuchtigkeit und Bewölkung an der Ostküste nicht sehr markiert, wie folgende Mittelwerte aus 7^h, 2^h, 9^h zeigen:

---

[1]) Selbst auf der Ostseite des Ural unter dem Namen „Altweibersommer" bekannt.

[2]) Du climat des États-Unis et de ses effects sur les habitudes et les mœurs par E. Desor. Actes de la Soc. helvétique des sciences nat. Sess. 1853 à Porrentruy.

	New York		Philadelphia	
	Feuchtgk.	Bewölkg.[1]	Feuchtgk.	Bewölkg.
Winter . . .	78	4,5	69	5,8
Frühling . .	67*	5,0	61*	5,8
Sommer . . .	68	5,1	65	5,4
Herbst . . .	71	5,4	67	5,3

Selbst in Winnipeg ist der Gang der Bewölkung sehr verschieden von dem im Osten Sibiriens, wie folgende Mittel zeigen: Winter 4,7, Frühling 4,7, Sommer 4,0, Herbst 5,3; er ist durch ein Sommerminimum charakterisiert; noch mehr ist dasselbe an der Hudsonsbai der Fall. Auch im Mississippithal, z. B. in St. Louis, ist der jährliche Gang von Bewölkung und Feuchtigkeit ähnlich wie in Europa, was folgende Zahlen deutlich zeigen:

St. Louis	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Rel. Feuchtigkeit . .	72,9	60,0	65,9	67,8
Bewölkung	5,4	5,0	3,8	4,3

Das Jahresmittel der Bewölkung von St. Louis (4,6), namentlich aber das Sommermittel sind „italienisch".

Nur in Texas finden wir einen so scharf markierten und durch ein Winterminimum und Sommermaximum ausgezeichneten jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit wie in Ostasien. Folgende Mittelwerte für San Antonio geben davon ein Beispiel:

San Antonio (29° 28′ N. Br.):

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Rel. Feuchtigkeit	49	63	77	64	63 %

Die Zunahme der Trockenheit vom Mississippithal nach Westen gegen das Plateau des Felsengebirges bringt eine Karte von Loomis zur Darstellung (American Journal Vol. XX, 1880), danach liegen die Linien gleicher relativer Feuchtigkeit von 65 und 60 % zwischen 97 und 102° W. L., dann folgt unmittelbar die Linie von 55 %

[1]) Bloss 6jährig. Der jährliche Gang der Bewölkung im Staate New York im Mittel einer grossen Anzahl von Stationenin den Jahren 1850—63 ist folgender:

Dez.	6,8	März	5,8	Juni	4,5	Sept.	4,4
Jan.	6,6	April	5,5	Juli	4,5	Okt.	5,4
Febr.	6,8	Mai	5,0	Aug.	4,2	Nov.	6,6

also ähnlich wie in Europa.

und endlich noch etwas östlich von Denver die Linie von 50 %. Dies gilt für die Breiten zwischen 45° und 30° N. Die Linien krümmen sich nach Loomis nördlich von 40° N. westwärts, so dass dort die grössere relative Feuchtigkeit (infolge der niedrigeren Temperatur) weiter nach W vordringt.

An der ganzen Westküste Nordamerikas ist, der jährlichen Regenperiode entsprechend, der Sommer die heiterste Jahreszeit, der Winter die trübste. Bemerkenswert ist die markierte jährliche Periode der Bewölkung in einem so regenreichen Klima wie jenem von Neuwestminster. Folgende Zahlen geben die mittlere Bewölkung und Feuchtigkeit daselbst an:

Neuwestminster (49° 12′ N.):

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Feuchtigkeit	91	73	72	87	81
Bewölkung	7.0	6.0	4.5	6,1	5,9

Der Sommer hat demnach eine geringere Bewölkung als in Mitteleuropa.

Luftdruck und Winde. Die Verteilung des Luftdruckes über dem Kontinent von Amerika ist ganz verschieden von jener über dem Kontinent von Asien und viel weniger einfach. Dementsprechend ist auch die Verteilung der vorherrschenden Winde komplizierter als über dem alten nördlichen Kontinent. Wir wollen die Verhältnisse in den beiden extremen Monaten Januar und Juli nun specieller betrachten.

Im Januar existiert nicht wie in Asien ein dominierendes Barometermaximum im Norden des Kontinents dort, wo die niedrigste Wintertemperatur herrscht. Es scheint dort nur ein ganz untergeordnetes relatives Maximum sich einzustellen zwischen den beiden dominierenden Minimis in der Baffinsbai (einem Teilminimum des grossen nordatlantischen Minimums) und im Beringsmeer im Westen von Alaska. Die dominierenden Barometermaxima liegen südlicher, das eine (über 768 mm) im Grenzgebiet von Dacota, Nebrasca, Wyoming in etwa 42° N. Br. und 98° W. L., das andere über den Südstaaten Carolina, Georgia, Alabama, Mississippi weniger

ausgeprägt und niedriger (767 mm). Nach NE nimmt der Luftdruck gegen die Baffinsbai hin ab, wie nach Süden gegen die Tropen hin. Zwischen den beiden Maximis im mittleren Mississippithal, über Arkansas, Missouri, dem südlichen Illinois liegt ein relatives Minimum [1]).

Dieser Luftdruckverteilung entspricht auch sehr gut die durch Coffin, Woeikoff und Supan gegebene Darstellung der vorherrschenden Windrichtungen. An der Ostküste treffen wir stark vorherrschende NW-Winde, deren Beständigkeit und Strenge nach Norden hinauf gegen Labrador und das Minimum der Baffinsbai zunimmt.

Im Winter, Frühling und Herbst sind die Windverhältnisse von Labrador jenen Ostasiens in ähnlicher Breite am meisten analog. In den Vereinigten Staaten ist die Herrschaft der NW-Winde an der atlantischen Küste, wie schon früher bemerkt, viel weniger entschieden als in Ostasien; es kommen auch häufig Seewinde von E, SE und S vor, da häufig Barometerminima, deren Hauptzugstrasse durch den nördlichen Teil der Vereinigten Staaten geht, von Westen her dem Atlantischen Ocean zueilen und, was die lokale Witterung dort wesentlich beeinflusst, an der Küste der nördlichen Neuengland-Staaten, sowie um Neuschottland, Neubraunschweig und Neufundland öfter eine Weile stationär werden. Die Witterung ist daher viel wechselvoller als in Ostasien. Nach Süden hin nehmen die N- und NW-Winde ab und die SW-Winde zu, aber im südlichen Florida, das schon auf der Südseite des Maximums liegt, sind dementsprechend NE-Winde vorherrschend, ein Uebergang in die Passatregion der westindischen Inseln.

Im Innern der Vereinigten Staaten finden wir ein entgegengesetztes Windsystem auf beiden Seiten des Mississippi, entsprechend dem relativen Barometerminimum der mittleren Mississippigegend, auf der Ostseite desselben zwischen dem Mississippi und den Alleghanies herrschen SW-Winde und W-Winde, im Osten zwischen

---

[1]) Wir folgen hierbei der Darstellung von Loomis; genauere Isobarenkarten von Nordamerika wird uns hoffentlich bald das Signal Office liefern, das allein im Besitze des hierzu nötigen Beobachtungsmaterials sich befindet

dem Mississippi und dem Felsengebirge N- und NW-Winde. Im Nordwesten, in der Gegend des Maximums, sind die Winde schwächer und Windstillen häufiger.

Infolge des nach Süden hin abnehmenden Luftdruckes und des grossen Temperaturgegensatzes zwischen dem Innern des Landes und dem warmen Mexikanischen Golf treten in Texas öfter heftige Nordstürme (Northers) auf, die der Bora und dem Mistral Südeuropas einigermassen analog sind. Diese Nordwinde wandern mit den Barometerminimis, auf deren Rückseite sie sich einstellen, von Westen nach Osten; einem Norther in Texas folgt in einiger Zeit auch ein Nordsturm in den östlichen Vereinigten Staaten, aber der allgemeinen Luftdruckverteilung entsprechend mit abgeschwächten Eigenschaften. Diesen Northers, welche in Arkansas und Texas ganz ausserordentliche Temperatursprünge hervorrufen, ist, wie wir früher gesehen haben, auch die ganze mexikanische Ostküste unterworfen, ja sie wehen über den Isthmus von Tehuantepek in den Stillen Ocean hinein.

Th. Kirchhoff gibt im „Ausland“ (1867) folgende Beschreibung der Nordstürme im nördlichen Texas:

Einige Stunden vor dem Erscheinen eines „Norther“ lullt der SW-Wind ein und die Luft wird schwül und drückend. Von Norden herauf steigt eine finstere Wolke und sobald diese den Zenith erreicht hat, bricht der Norther los. Mitunter ist er anfangs von Regengüssen begleitet. Diese sind aber nur von kurzer Dauer, da der aus den oberen Luftschichten kommende kalttrockene Wind schnell alle Feuchtigkeit aufsaugt, die er findet.

Wenn der Norther beginnt, stellt sich bei Menschen und Tieren heftiger Durst ein und die schnell trocknende Haut brennt und kitzelt. Der Fall der Temperatur ist gross und ausserordentlich plötzlich, oft von 24° auf 4° oder −1° innerhalb weniger Minuten und ist wegen der Trockenheit um so empfindlicher. An den Grenzen des Territoriums Washington habe ich bei −30° C. nicht halb so gefroren als bei manchem Norther auf den Prairien von Texas.

Wehe dem unbeschützten Wanderer, den ein Norther auf offener Prairie überrascht. Der mit dem Klima des Landes Vertraute gibt sofort seinem Rosse die Sporen und galoppiert dem nächsten Hause zu, um dort den Vorübergang des Norther abzuwarten. Alle Bewohner hocken mit klappernden Zähnen vor riesigen Kaminfeuern, indes draussen der Sturm heult. Sobald aber der Norther sich empfohlen, gibt es oft wieder das herrlichste

Wetter, als ob man plötzlich von Labrador nach Nicaragua versetzt wäre, alles wirft die Mäntel und Decken beiseite und begibt sich lustatmend ins Freie; das Feuer in den Kaminen erlischt und der Winter ist vergessen.

Für diejenigen, die sich nicht durch warme Kleidung gegen die Northers schützen, ist eine Lungenentzündung die Strafe, die auch alljährlich zahlreiche Opfer fordert. Für das im Winter nach Landessitte frei auf den Prairien umherlaufende Vieh sind diese Stürme ganz besonders verderbenbringend. Tausende von Stücken erliegen dem eisigen Zerstörer, dem sie, durch Futtermangel entkräftet, nicht zu widerstehen vermögen, ihre bleichenden Gebeine liegen im Frühjahr zahlreich auf den mit frischem Grün sich bedeckenden Savannen.

Von den Beispielen rascher Temperaturwechsel beim Eintritt der Northers, die Russell anführt, will ich nur folgendes anführen:

Südliches Texas (30° 20′ N.), Januar 1855:

	7^h		2^h		9^h	
20.	6,7°	Kalme	27,2°	SW	15,6°	SW
21.	0,0	N	6,7	NW	0	NW
22.	−7,8	NW	13,3	S	3,3	S

In den Beobachtungen von Nathan Smith zu Washington (Arkansas, 33°,7 N. Br.) findet man ganz erstaunliche Wärmeänderungen von einem Tag zum anderen aufgezeichnet. Z. B. 11. März 1842 2^h p. m. 28,9°, 12. bei Sonnenaufgang 1,1°; 8. Januar 1848 2^h p. m. 22,2°, 9. Sonnenaufgang −7,8; 20. Januar 1854 Sonnenaufgang 20,0, 3^h p. m. 19,4, 21. Januar Sonnenaufgang −11,7.

Da nach Westen hin die ausgedehnten hohen Plateaus des Felsengebirges für die unteren Luftschichten eine Scheidewand bilden, so kann der östliche Teil des Kontinents die Winde an der Westküste nur wenig beeinflussen. Es herrschen hier West- und SW-Winde vor, Winter wie Sommer (im Sommer werden die Winde etwas nördlicher), im Winter unter dem Einfluss des Barometerminimums im nördlichen Pacific. Die unteren Winde sind häufig nach SE abgelenkt durch die Richtung des Küstengebirges (wie im Adriatischen Meer), es wird aber ausdrücklich angegeben, dass der Wolkenzug dabei aus SW ist.

Das (dritte) Barometermaximum, das nach Loomis im Winter über dem Plateau des Felsengebirges in der Gegend der grossen Salzseestadt liegt, kann für die Windverteilung wenig in Betracht kommen, erstlich ist die

Reduktion auf das Meeresniveau unsicher wegen der grossen Seehöhe der Stationen, zweitens kann die Luftdruckverteilung in dem Niveau von etwa 1500 m nicht benützt werden zur Erläuterung der Windverhältnisse an der Erdoberfläche. Auf den Plateaus herrschen im Winter nördliche Winde vor, wie im Westen des Mississippi. Auch in Arizona und Neumexiko sind N- und NW-Winde im Winter herrschend.

Im Sommer, speciell im Juli, ist die Luftdruckverteilung über Nordamerika eine einfachere. Es besteht dann nur ein Minimum, das nach Loomis in die Gegend des mittleren Felsengebirges über Utah, Idaho, Wyoming etc. fallen würde. Wegen der Unsicherheit der Reduktion und der hohen Lage der Stationen kann dieses Minimum nicht direkt die Windverhältnisse erklären. Es ist jedoch so viel gewiss, dass eine Gegend niedrigen Druckes in den heissesten Regionen Nordamerikas über dem östlichen Texas, Neumexiko und Arizona existiert, welche einen Anziehungspunkt für die Luftmassen aus Süden bildet. Der Druck nimmt von W nach E zu, die Isobaren verlaufen von SW nach NE über Amerika, ein Ausläufer des atlantischen Maximums liegt über dem südlichen Florida, gleichzeitig steht Kalifornien unter dem Einfluss des oceanischen pacifischen Maximums.

Die Winde haben sich im ganzen Osten Nordamerikas, der geänderten Druckverteilung entsprechend, von N und NW nach S und SW gedreht, nur in der mittleren Region zwischen dem Mississippi und den Alleghanies, wo auch im Winter schon SW-Winde vorherrschend waren, ist die Aenderung unbedeutend. Am entschiedensten ist die Winddrehung in Texas, wo die N- und NW-Winde nun S- und SE-Winden Platz gemacht haben, so dass hier ein ausgeprägter Monsunwechsel Platz greift. Den Einfluss desselben auf den jährlichen Gang der Luftfeuchtigkeit und der Niederschläge haben wir schon früher dargelegt. Für den Windwechsel vom Winter zum Sommer gibt Supan folgendes Zahlenverhältnis. Das — Zeichen bedeutet eine Abnahme der betreffenden Windrichtung beim Uebergang vom Winter zum Sommer.

Aenderung in der Häufigkeit der Winde (Proz.) vom Winter zum Sommer:

Gegend	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Nordwestl. Küstengebiet	−5	−2	1	4	7	14	−3	−16
Mittelatl. Küste . . .	−2	−3	0	6	8	7	−2	−14
Südatl. Küste	−7	−4	3	8	7	4	−1	−9
Nordküste des Golfes .	−10	−6	0	3	5	9	3	−5

An der atlantischen Küste findet nach Süden hin, wie man sieht, eine Abänderung des jahreszeitlichen Windwechsels statt, indem sich im Norden mehr die NW- und SW-Winde, im Süden die N- und S-Winde daran beteiligen. Im ganzen ist der Charakter der gleiche, überall eine Abnahme der nördlichen und eine Zunahme der südlichen Winde.

Auch im Innern bleibt dieser Charakter des Windwechsels vom Winter zum Sommer mit einigen Abänderungen derselbe. Oestlich vom Mississippithal ist er, wie schon früher bemerkt, weniger entschieden, da schon im Winter SW-Winde häufig sind. Westlich vom Mississippi ist der Windwechsel wieder durchgreifender, da im Winter hier N- und NW-Winde herrschen. Wir geben nach Supan folgende Zahlen:

Aenderung in der Häufigkeit der Winde vom Winter zum Sommer:

Gegend	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Oberes Mississippithal . .	−2	1	2	3	4	3	−3	−8
Oberes Missourigebiet . .	−11	2	7	9	11	1	−8	−10
Am Arkansas, Red River und in Texas	−15	−4	5	21	11	−1	−5	−12
Am unteren Colorado . .	−28	−6	2	14	26	6	−2	−11

In den südwestlichen Gebieten finden wir demnach einen entschiedenen Monsunwechsel, es ist dies die Gegend, die mit den ostasiatischen Windverhältnissen die meiste Aehnlichkeit hat, und auch in der jahreszeitlichen Periode der wichtigeren meteorologischen Faktoren derselben am meisten gleicht.

An der Westküste am Stillen Ocean drehen sich die Winde von der mehr südöstlichen Richtung des Winters in eine mehr westliche und nordwestliche während des Sommers, indem einerseits das oceanische Barometer-

maximum an seiner Ostseite sie in diese Richtung drängt, anderseits auch die Aspiration des stark erwärmten Innenlandes mitwirkt, die Westwinde zu verstärken. Der Windwechsel ist im allgemeinen folgender:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westküste . .	−1	−5	−8	−9	−1	4	12	8

Im nördlichsten Teile des Kontinents, im britischen Nordamerika östlich vom Felsengebirge, sind gleichfalls im Winter die N-Winde vorherrschend mit Windstillen, aber auch Südwinde nicht selten, im Sommer nehmen die Südwinde zu und werden dominierend. An der Hudsonsbai machen sich Land- und Seewinde bemerkbar; im Nordosten, namentlich in Labrador, bleiben auch im Sommer nördliche Winde herrschend, die also hier das ganze Jahr hindurch dominieren.

In den höheren Schichten der Atmosphäre herrschen das ganze Jahr hindurch die Westwinde vor, nicht nur der Zug der Cirruswolken beweist dies, selbst schon die Beobachtungen auf Berggipfeln, wie auf Mount Washington (N. H.), namentlich aber auf Pike's Peak (Colorado), liefern hierfür eine Bestätigung. Die Windverteilung auf diesem 4300 m hohen Gipfel ist nach 5jähriger Beobachtung folgende:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winter	14	8	1	2	5	19	28	23
Sommer . . .	10	11	4	3	8	32	18	14
Jahr	12	9	3	2	5	27	23	19
Sommer—Winter	−4	3	3	1	3	13	−10	−9

Auch hier zeigt der Sommer eine Zunahme der südlichen und eine Abnahme der nördlichen und rein westlichen Winde.

Wir lassen nun einige speciellere klimatische Beschreibungen über die wichtigsten Teile Nordamerikas folgen, soweit solche nicht schon durch das Vorhergegangene unnötig geworden sind.

Klima des südlichen Illinois. Louis Koch gibt einige klimatische Schilderungen von seinem Wohnort Golconda im südlichen Illinois unter 37 ½ ° N. Br. am Ohio,

welche einige Charakterzüge des amerikanischen Klimas unserer Vorstellung in trefflicher Weise vermitteln.

Die Gegend ist trotz einer schützenden Bergkette im Norden dem fast der ganzen Union eigenen, so extremen Wetterwechsel unterworfen, der seine Begründung wohl in den ungeheuren schutzlosen Flächen zwischen der Hudsonsbai und dem Meerbusen von Mexiko findet. Nur die Cumberlandgebirge in Tennessee und die Ozarkgebirge im südlichen Missouri, beide nicht sehr bedeutend, bieten den rasenden Nordstürmen oder den heissen Südwinden ein geringes Hindernis, die weiten Räume mit kaum glaublicher Schnelligkeit zu durcheilen. Dieser Wechsel ist in den sog. Wintermonaten, etwa November bis Anfang März, am empfindlichsten und spottet zuweilen aller Voraussicht; zum Beleg führe ich einige, meinem seit 17 Jahren mit grosser Genauigkeit und täglicher Notierung geführten Wetterjournal entnommene Beispiele nachstehend auf.

Anfang Januar 1853 war 3—4 Tage dichter Nebel, der Thermometerstand auf Null und völlige Windstille. Am Mittag des 4. Tages donnerte es ringsum, heftige Gewitter mit wolkenbruchartigem Regen folgten, mehrere Bäume in der Nähe meines Hauses zündete der Blitz. Währenddessen drehte sich der Wind nach S und das Thermometer stieg gegen Abend bis 17,5° C. Noch vor Nacht setzte der Wind nach N um, der Regen verwandelte sich in Glatteis, am nächsten Morgen hatten wir —18.7° C. und lange Eiszapfen hingen an den Schlingpflanzen meiner Veranda.

1857 war ein ziemlich milder Februar und März. Anfang April blühten die Pfirsiche und die ganze Pflanzenwelt regte sich. Am 6. April hatten wir bei 10° Wärme ein schweres Gewitter; der Regen verwandelte sich nachmittags in Glatteis, dem in der Nacht ein starker Schneefall folgte. Den nächsten Morgen stand das Thermometer 9° unter Null und die blühenden Pfirsichbäume brachen unter der Last von Schnee und Eiszapfen zusammen.

In den letzten Tagen des Dezember 1863 war bis 9° Wärme. Am 31. sank das Thermometer auf Null. Vormittags fiel feiner Staubregen, der sich noch vor Abend zu Glatteis umwandelte, dann folgte ein gewaltiger Schneesturm und ich kann mich einer so wilden grausigen Neujahrsnacht, wie die nun folgende, kaum entsinnen. Früh am 1. Januar lag 2 Fuss tiefer Schnee bei 27° Kälte. Für die von Schnee und schwerem Eis belegten Bäume und Sträucher war diese Nacht von den empfindlichsten Folgen. In den mittleren Staaten erfroren Wein und Pfirsiche bis zur Erde herab. Bei all solchen empfindlichen Katastrophen, die glücklicherweise zu den Seltenheiten gehören, ist das Glatteis meist das nachwirkendste, zerstörendste Uebel und tritt hier weit vernichtender auf, als ich es in Deutschland beobachtete. Ich sah dasselbe öfter so massenhaft, dass grosse Bäume unter dessen Last niederbrachen und es waren an einem solchen Morgen viele

der Waldstrassen dadurch unzugänglich. Die immergrünen Bäume leiden dann am meisten; starke Cedern sind bis zur Erde gebeugt und meine Magnolia grandiflora brachen beinahe zusammen.

Dagegen erlebte ich aber hier auch schon Winter, die bis zu 3 Wochen ununterbrochen Eis und Schnee brachten (während im allgemeinen dergleichen unangenehme Intermezzo nur 6—8 Tage anhalten) und war damals (ein hier seit 50 Jahren nicht eingetretenes Ereignis) der Fluss fest gefroren und einen Tag für leichte Fracht passierbar; anderseits aber auch Winter, wo ich um Neujahr meine Thüren zur unbehinderten Einströmung der milden Luft offen hielt; Vögel zwitscherten und Schmetterlinge suchten die vereinzelten Blumen auf, die vorhergegangene Frühfröste am Leben gelassen hatten.

Die extremen Temperaturwechsel verlieren, mit nur vereinzelten Ausnahmen, bis Mitte März, oft schon Februar, ihre Heftigkeit. Im März gestattet der dann meist abgetrocknete Boden die durch die Zeit bedingte Bearbeitung von Feld und Garten.

Anfang April kommt die schöne Jahreszeit in das Land und und in wenig Wochen prangt die Natur in einer Blütenpracht (ich erwähne hier nur als höchsten Schmuck der Waldungen: Liriodendron tulipifera, Cornus florida, Cercis Canadensis etc.), die reichliche Entschädigung für die unangenehmen Wintermonate bietet. Von da ab zeigt das Thermometer mit kaum nennenswerter Abweichung grosse Gleichmässigkeit. Die Temperatur fällt dann am Tage selten unter 25° und übersteigt noch seltener 37°; die Nächte sind, mit Ausnahme der hohen Sommermonate, meist angenehm kühl. Die Vegetation geht in kaum glaublicher Schnelligkeit vorwärts und zeitigt in einigen Monaten Pflanzen und Früchte, wie es keine Treibhauswärme in so kurzer Zeit hervorzubringen vermag. So ist z. B. Baumwolle, Ende April gelegt, Ende September vollständig reif, die Wolle enthaltende Samenkapsel springt auf, die Felder sehen dann aus wie mit Schnee überstreut und die Ernte beginnt. Die Belaubung der Bäume hat, wenn voll ausgebildet, ein Grün, das dem der Tropenländer wenig nachgibt, das der Warmhauspflanzen weit übertrifft und ein Bild der Kraft und Ueppigkeit bietet.

Kommen dann im Laufe des Sommers in passenden Zeiträumen Gewitterregen (die im Frühjahr oft wolkenbruchartig herabströmen), so veranschaulichen Wald und Feld, was die gütige Natur zu bieten vermag. Nur im hohen Sommer mit Beginn der trockenen Zeit (der sog. „dry season"), etwa Ende Juli bis Anfang Oktober, erleidet dieses Bild der Ueppigkeit periodische Unterbrechungen. Der Herbst von Mitte September bis oft spät im November (dieses Jahr bis Anfang Dezember) ist dann mit früher erwähnten, glücklicherweise nur zu Ausnahmen gehörenden Unterbrechungen, meist von wunderbarer Schönheit. Man erholt sich von der überstandenen Sommerwärme, die Luft ist rein und mild, die Tage sind hell und sonnig und die Waldungen prangen dann bis tief in den Winter hinein in einer Farbenpracht und Mannig-

faltigkeit, die nur eine gewandtere Feder als die meine zu schildern vermöchte. Wir sind hier alle darüber einig, dass dann die Natur in höherem Reiz als im Frühjahre erscheint.

Klima am Lake Superior. Soweit die Gegend dem Gebiet der grossen Koniferenwaldungen angehört, hat sie bloss zwei Jahreszeiten, Sommer und Winter. Um die Mitte des September wehen heftige Stürme über den See, Reife treten auf und sengen das Laub der Bäume, von denen der Ahorn der bemerkenswerteste ist, und dieselben färben sich mit vielfarbigen Tinten. Lange Züge von Gänsen in Form eines V ziehen nach Süden und erfüllen die Luft mit ihrem misstönigen Geschrei, die kleineren Wasservögel schliessen sich ihnen an. Um die Mitte des Oktober beginnt der erste Schnee zu fallen und dann beginnt eine Zeit der Windstille, die 2—3 Wochen dauert, worauf der Winter dann Ernst macht. Die inneren Seen bedecken sich mit einer dünnen Eisschichte und Land und Wasser liegen unter einem Schneemantel, so dass der Boden nicht tief ausfrieren kann. Die dichten Wälder hindern das Schneetreiben und die Bodenwärme bleibt so erhalten. Das Thermometer fällt gelegentlich bis — 34° bei einem trockenen, kalten, nervenstählenden NW-Wind, welcher der Kälte ihre Kraft zu nehmen scheint, was deren Effekt auf den menschlichen Organismus anbelangt. Die Trappers gehen mit Schneeschuhen ihren Wegen nach und lagern bei Nacht im Freien mit den Füssen gegen das Feuer gekehrt, mit keiner anderen Hülle als einer Mackinakdecke.

Während der langen Winternächte erhellt häufig das Nordlicht mit seinen farbigen glänzenden Strahlen den nördlichen Himmel zuweilen so intensiv, dass die ganze Schneelandschaft mit rotem Licht übergossen erscheint. Im September und März sind die Nordlichter nach Zahl und Intensität am hervortretendsten.

Gegen Ende April befreien sich die Ströme von ihren eisigen Fesseln. Wenn das Wetter soweit milder geworden, wie dies um die Mitte des März eintritt, dass es um Mittag taut, bei Nacht aber friert, so beginnt der Saft in den Ahornbäumen zu steigen und man beginnt mit der Zuckergewinnung. Dieser Baum findet sich soweit nördlich wie die Ufer des Lake Superior und bekleidet die meisten Bergrücken.

Zu Beginn des Mai, wenn die Sonnenstrahlen genügende Kraft gewonnen, den Schnee wegzuschmelzen, erwacht die Vegetation aus ihrem Winterschlaf und der Prozess der Belaubung vollzieht sich nun mit einer Schnelligkeit, die in niedrigeren Breiten unbekannt ist; die Luft tönt von dem Summen der Insekten, die Vögel kehren in ihre Heimat zurück, die ganze Natur wird lebendig.

Im Juni schon steigt die Temperatur oft über 30° und die Sonnenstrahlen äussern eine erschlaffende Wirkung. Schon Richardson sagt vom Mackenzie River, dass er die Kraft der Sonnenstrahlen unter den Tropen nicht so drückend gefühlt habe,

wie in diesen subarktischen Breiten. Die Annehmlichkeit des Badens kann nicht ohne schlimme Beigaben genossen werden, denn wählt man den Mittag dazu, so setzt man sich den Stichen der Bremsen (Tabani, Moosfliegen) aus, während morgens und abends Wolken von Moskitos den Badenden umschwärmen und jeden auftauchenden Teil des Körpers in Angriff nehmen. Ausserdem lauern noch eine grosse Anzahl anderer Insekten dem Menschen auf. Nichts ist weniger behaglich, als das Sommerleben in diesen nördlichen Wäldern; bei Tag wie bei Nacht, am Seeufer wie auf einem Berggipfel wird der Wanderer von Myriaden von Insekten verfolgt, die nach seinem Blute dürsten und ihr kurzes Sommerleben auszunützen suchen.

Die Gegenwart einer solchen Wassermasse, wie sie die grossen Seen enthalten, mildert die Temperaturextreme an ihren Ufern. Wenn die Sonne am wolkenlosen westlichen Horizont hinabsinkt, beginnt eine kühle Brise vom See her auf das erhitzte Land zu wehen, so dass, wie heiss auch der Tag gewesen sein mag, die Nächte selten drückend sind. Im Winter häuft sich das Eis an den Küsten und treibt mit den vorherrschenden Winden, es ist aber selten, dass man nicht jenseits wieder das blaue Wasser sieht. Wenn das Thermometer plötzlich unter 0° (−17,8° C.) sinkt, so steigen grosse Dunstsäulen aus dem Wasser empor, gleich dem Dampf von einem grossen Geiser; wenn dann ein Wind herrscht, so treibt er den Qualm vor sich her gleich dem Rauch einer brennenden Prairie. Wird diese Wolke über das Land getrieben, so bedeckt sich jeder Baum und Strauch mit Eisnadeln, die im klaren Sonnenlicht wie Krystalle erglänzen.

Das Klima der Prairien hat einige Eigentümlichkeiten, als da sind, die Reinheit der Luft, die Wolkenlosigkeit gewisser Jahreszeiten, die taulosen Nächte, die täuschenden Bilder der Luftspiegelung. Wie im Norden der Frühling mit dem Sommer verschmilzt, so erstreckt sich hier der Sommer weit in den Herbst hinein. Es ist dies die angenehmste Zeit des Jahres, charakterisiert durch das Fehlen der Regenstürme, und durch eine kühle belebende Atmosphäre. Diese herrliche Jahreszeit, bekannt unter dem Namen des „Indianersommers", verlängert sich oft bis in den Dezember; eine ruhige, milde, neblige Atmosphäre liegt dann über der Erde, Tag für Tag erhebt sich die Sonne strahlenlos gleich einer feurigen Kugel über den Horizont und sinkt ebenso wieder hinab. Diese klimatische Eigentümlichkeit kann man bis zum Oberen See hinauf beobachten, jedoch ist sie deutlicher entwickelt und von längerer Dauer in Kansas und Missouri, weiter nach Süden hinab in die niedrigeren Breiten der Vereinigten Staaten erstreckt sie sich aber nicht. (Foster, The Mississippi Valley. Chicago 1869.)

Klima von Canada. Smallwood, der mehrjährige meteorologische Beobachtungen zu St. Martins bei Montreal unter 45° 32′ N. Br. in 40 m Seehöhe angestellt

hat, gibt uns eine gute Schilderung des canadischen Klimas.

Der Winter beginnt gemeiniglich in der letzten Woche des November oder in der ersten Dezemberwoche, und wird eingeleitet durch ein Schneegestöber aus NE, aus welcher Richtung überhaupt die Winterstürme kommen. Regen fällt gewöhnlich bei Winden aus SSW oder SE. Im November tritt aber in der Regel noch eine kurze Periode köstlicher Tage ein, die unter dem Namen des „Indian summer" bekannt sind.

Die Schneestürme des Winters kommen, wie gesagt, aus NE; einige Stunden vor ihrem Eintritte bedeckt sich der östliche Horizont mit dichtem Stratus von tief bleigrauer Farbe. Die oberen Wolkenschichten, aus Cirrocumulus und Stratus bestehend, ziehen von S herauf, unten aber kommt der Wind aus NE und E. Die Heftigkeit des Sturmes erreicht oft 30—40 Miles in der Stunde, das Barometer fällt und das Thermometer hält sich um den Nullpunkt herum; das Psychrometer zeigt wachsende Feuchtigkeit, das Elektrometer eine sehr starke negativ elektrische Spannung.

Der Schneefall beginnt in fein krystallinischer Form und dauert kontinuierlich durch 48 Stunden; Smallwood hat selbst beobachtet, dass in diesem Zeitraum 30 cm oder noch mehr Schnee gefallen ist. Der Niederschlag hört dann allmählich auf, der Wind dreht sich durch N nach W oder WNW, bei einer Geschwindigkeit von etwa 30 Miles pro Stunde; er treibt feinen lockeren Schnee in Wolken vor sich her. Dieser Wind ist intensiv kalt, das Thermometer erreicht zu dieser Zeit ein Minimum oft bei —34° C. Der Himmel ist teilweise mit Cumuluswolken bedeckt und mit wenig Stratus, das Elektrometer zeigt eine hohe elektrische Spannung an, aber nun von entgegengesetztem Charakter, sie ist positiv. Die westliche Windrichtung hält durch 48 Stunden oder mehr an, und der Wind nimmt ab gegen Sonnenuntergang. Am anderen Tage herrscht Windstille. Die blaue Farbe des Himmels ist sehr tief und die Strahlen der untergehenden Sonne verleihen der Schneelandschaft rote und orangefarbene Farbentöne. Die Luft erlangt eine grosse Trockenheit und die elektrische Spannung hört allmählich mit dem Winde auf.

Die Gewitter des Sommers, deren man im jährlichen Mittel 14 zählt, sind von kurzer Dauer; sie bilden sich gewöhnlich in W oder NW.

Die Monate April, Mai und Juni bringen die Rückkehr des Sommers. Die Nächte sind im Juli und teilweise noch im August drückend warm, die Temperatur bleibt oft bei 21° C. auch während der Nacht stehen; dagegen ist der canadische Herbst sehr angenehm. Die Wälder prangen in den vielfältigen Tinten des abfärbenden Laubes, der Himmel ist blau und wolkenlos; nur die frostigen Nächte erinnern daran, dass die schöne Zeit der lustigen Schlittenfahrten näher kommt. —

Das Temperaturmittel von St. Martins ist 5,2° (Januar −11,8, Juli 22,0). Die mittleren Jahresextreme waren −36,1° und 36,1°, somit eine Jahresschwankung von 72,2° (für das benachbarte Montreal werden als mittlere Jahresextreme angegeben: −28,6 und 34,7, sie sind wohl aus den 3täglichen Beobachtungen entnommen), die absoluten Extreme von 10 Jahren waren 37,8° und −42,2° (Januar 1859). Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge war 138 cm, die an 138 Tagen fiel, Schneetage gab es 43. Würde der gefallene Schnee liegen bleiben, so würde er am Ende des Winters eine Höhe von mehr als 2⅓ m erreichen. Die mittlere Bewölkung war 46% (November 56, Mai 33%).

Zu Toronto tritt im Mittel von 26 Jahren der erste Schneefall am 23. Oktober ein, der letzte am 30. April, der erste Frost fällt auf den 13. September. Es fiel aber auch schon einmal noch am 4. Juni Schnee und der erste Frost trat schon einmal am 26. August ein.

Der Ontariosee friert bei Kingston zu am 7. Januar und geht auf am 9. April, für den Lorenzstrom sind diese mittleren Daten bei Montreal 11. Dezember und 18. April, bei Quebeck 6. Dezember und 25. April (Mittel aus den gleichen Jahren 1854—67), der Champlainsee schliesst sich bei Burlington mit Eis am 29. Januar und geht auf am 10. April, der Hudson wird bei Albany durch Eis geschlossen am 15. Dezember und entledigt sich der Eisdecke am 18. März. Albany, im Staate New York, liegt nicht um 1° nördlicher als Rom.

Im östlichen Canada und den Neuengland-Staaten, namentlich häufig jedoch auf Neufundland tritt als eine für den Winter charakteristische Erscheinung der „silver thaw“ ein, ein Eisüberzug über alle der Luft ausgesetzten Gegenstände, besonders über die Zweige der Bäume, wo die Eiskrusten einen Zoll dick werden können. Diese Erscheinung, oft sehr verderblich in ihren Folgen, gewährt einen wunderbar herrlichen Anblick. Sie tritt bei E-Winden ein, die vom warmen Meere herkommen, während das Land und die untersten Luftschichten noch sehr kalt sind vom vorausgegangenen strengen Frost. In Neufundland, wo die amerikanische Winterkälte an das warme Wasser des Golfstroms am nächsten herantritt, ist diese brillante Erscheinung auch am häufigsten.

Westlich vom Eriesee ist sie nach Blodget nahezu unbekannt.

Ueber das Klima des Nordwestens von Canada sagt W. Wagner, Regierungslandesvermesser in Winnipeg:

Jemand, der im östlichen Nordamerika unter dem 45. Breitegrad gelebt und dort die Winter mit ihrem 1—1½ m tiefen Schnee kennen gelernt hat, muss natürlich die Berichte sehr bezweifeln, nach welchen das Vieh, besonders die Pferde, hier im Nordwesten während des Winters nie den Stall zu sehen bekommen, sondern bei gutem stillen Wetter in der offenen Prairie, bei stürmischem hingegen in den kleinen schützenden Waldungen und Gebüschen

ihr Leben dadurch fristen, dass sie den Schnee mit den Füssen wegscharren und das alte Gras, sowie die neuen grünen Sprösslinge abnagen.

Der Schnee ist hier in der Ebene selten über 20 cm tief und obgleich die Temperatur öfter bis —35° C. sinkt, empfindet man dennoch die Kälte hier nicht so empfindlich wie im östlichen Canada; die Luft ist rein und klar, und wenn nicht gerade scharfe N-Winde herrschen, mild und angenehm. Das Klima von Manitoba erinnert in vielen Beziehungen an dasjenige des westlichen Sibirien. Die kurzen aber warmen Sommer entwickeln genügende Wärme, um Weizen, Kartoffeln etc. zur Reife zu bringen[1]) und Ernten zu gestatten, die denen der begünstigtsten Ackerbaustaaten der Union nicht nachstehen.

Der Charakter des Klimas ist ein sehr ausgeprägt kontinentaler, dem strengen Winter folgt rasch ein warmer Sommer und diesem wieder fast ohne mildernden Uebergang die kalte Jahreszeit. Die jährliche Niederschlagsmenge ist gering, aber günstig verteilt.

Im Sommer sind südliche Winde vorherrschend, während im Winter nordwestliche und nördliche Winde stark hervortreten. Diesem Vorwiegen der kalten und trockenen nördlichen Winde, die indes auch häufig Windstillen Platz machen, verdankt das Land die erwähnte Regenarmut des Winters und die durchschnittlich recht geringe Bewölkung. Auch die Zahl der Niederschlagstage ist in Manitoba viel geringer als weiter nach Osten. Tage mit stärkeren Niederschlägen gibt es daselbst im Durchschnitt etwa 60, während im Quebeckdistrikt deren schon etwa 95 vorkommen. Nach 5jährigen gleichzeitigen Beobachtungen (1874—78) ist der Unterschied der Mitteltemperaturen von Quebeck 46,8° und Winnipeg 49,9° folgender[2]):

	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
Winnipeg-Quebeck	—7,6°	—0,4°	0,0°	—2,4°	—2,4°

Das Klima im Nordwesten von Manitoba, am Peace River und am Mackenzie wird als relativ mild geschildert, die Winterkälte ist zuweilen viel südlicher, in Montana, strenger als in diesen höheren Breiten. Der Sommer ist warm, nur die Frühfröste, die schon im August öfter eintreten, werden dem Ackerbau hinderlich.

---

1) Der Weizenbau dringt nach Professor Macaun im Nordwesten am Mackenzie bis nahe 62° N. Br. vor, zu Ft. Simpson baut man Weizen mit Erfolg in 4 Jahren von 5, und Gerste reift jederzeit zwischen dem 12. und 20. August (Dawson, Report). Der Getreidebau geht im Nordwesten Amerikas höher hinauf als in Sibirien (in 65° bei Ft. Norman gibt die Gerste noch in guten Jahren reiche Ernte und werden Kartoffeln mit Erfolg gezogen), trotzdem die Sommerwärme niedriger ist. Griesebach meint, dass die Bodentemperatur in Nordamerika, wo der Untergrund Fels ist, günstiger ist, indem die Ansammlung des Bodeneises dadurch beschränkt wird. In Jakutsk taut der Boden im Sommer nur 1 m tief auf, in gleicher Polhöhe am Mackenzie über 3 m. Nach Lefroy reicht der gefrorene Boden zu Ft. Norman (200 Miles nördlicher als Jakutsk) bloss bis zu 4½ m Tiefe, er überschreitet nach Süden wahrscheinlich nicht Churchill River und soll schon zu Lake à la Crosse fehlen.

2) Mitt. d. Vereins für Erdkunde in Leipzig 1881.

Diese Fröste treten ein bei heiterem Wetter, das auf einen Tag mit strengen westlichen Winden folgt, welche die sommerlich warmen unteren Schichten hinweggeführt haben. In der windstillen und wolkenlosen klaren Nacht, die dann folgt, sinkt die Temperatur unter Null, zuweilen schon in der ersten Hälfte des August [1]). Auch hier sind die Flussthäler dem Frost mehr unterworfen als die höheren Teile des Landes.

Das auffallend günstige Klima am Saskatchewan und am Peace River verglichen mit den östlichen Teilen des amerikanischen Kontinents ist begründet in dem Vorherrschen warmer westlicher Winde vom Pacific. Sir Alex. Mackenzie sagt von diesen Westwinden des Winters: „Ich habe in Athabasca beobachtet, dass dieser Wind uns stets klares und mildes Wetter brachte, während, wenn der Wind von der entgegengesetzten Seite kam, er Schneefall brachte. Hier ist dies noch mehr wahrzunehmen, denn wenn es 4 Stunden stark aus SW bläst, ist Tauwetter die Folge, während der NE-Wind Schlacken und Schnee bringt. Auf diese Ursache ist es zurückzuführen, dass es in diesen Gegenden so wenig Schnee gibt.“ Weiter im Süden sind diese SW-Winde unter dem Namen „Chinook winds“ bekannt und ihr Auftreten ist von ähnlichen Erscheinungen begleitet (Selwyn, Report for 1879/80). Mackenzie glaubte, die Wärme dieser SW-Winde rühre direkt vom Pacifischen Ocean her, Dawson weist aber nach, dass sie als echte Föhnwinde aufzufassen seien, indem sie von einer Bergkette von circa 2000 m Höhe herabwehen auf eine Niederung von circa 700 m (am Peace River), was ihre Wärme vollständig erklärt. (Report, B. pag. 77.)

Die Selwyns Bericht beigegebene Karte der Baumgrenzen von Bell zeigt, dass die Polargrenze von Abies alba und nigra im Nordwesten das Meer an der Mündung des Mackenzie erreicht, also nahe bis 70° N. Br. hinaufgeht, nach Osten an der Hudsonsbai aber bis 59° herabsteigt, im Innern Labradors 57—58° Breite erreicht, die Ostküste desselben jedoch meidet [2]) und hier sowie im Norden Neufundlands unter 52° herabsinkt, die niedrigste Baumgrenze der nördlichen Hemisphäre. Die Grenze der amerikanischen Lärche hat einen parallelen, nur wenig südlicheren Verlauf [3]).

---

[1]) Am 6. August 1856 wurde jedoch selbst im Westen und Norden des Staates Michigan das Korn von Frost zerstört.

[2]) Sie geht wenig westlich von Rigolet vorüber, das also an der Baumgrenze liegt.

[3]) Wir hören auch aus dem subarktischen Nordamerika wieder das Lob des kontinentalen Klimas. Als ein Beleg hierfür, welcher zugleich dazu dient, unsere Vorstellungen von den Hudsonsbailändern zu korrigieren, entnehmen wir einem neuesten Reisebericht die folgenden Stellen: June 27th. Fort Carlton (53° 1′ N., an der Jahresisotherme von 0°): We arrived here yesterday, such a lovely country, like an English park, with wild roses and other flowers growing in great profusion. — The weather is simply perfect, except that the sun is rather hot in the middle of the day. — On the 23rd we reached the Forts of Saskatchewan — the climate is one of the finest in the world. I was talking to a retired officier, who has been here seven years, who says he has never had an hour's illness and feels as though here were growing younger every year (Kapt. Dawson, R. A., Chef der englischen internationalen Polarstation).

Ueber das Klima an der Hudsonsbai bei York Factory, 57° N. Br., entnehmen wir Dr. Rae's Bericht zunächst, dass der Boden hier bis zu 4—5 m Tiefe gefroren ist und im Sommer wenig über 1 m auftaut. Da im Innern in gleicher Breite noch kein Eisboden besteht, ist dies dem erkältenden Einfluss der Hudsonsbai zuzuschreiben. Nach einem älteren Berichterstatter, Ellis, sind die N- und NW-Winde sehr kalt und treiben feinen trockenen Schnee in Wolken über die weiten Flächen daher. Die Luft ist in diesen Gegenden niemals oder zum wenigsten sehr selten klar. Im Frühling und Herbst gibt es häufigen nassen Nebel, im Winter ist die Luft voll unzähliger Eisnadeln, namentlich wenn der Wind nördlich oder östlich ist und strenge Kälte herrscht. Wo sich offenes Wasser findet, steigt ein dicker Dampf empor, „Frostrauch“ genannt, und dieser gefrorene Dampf, vom Winde weggetrieben, füllt die Atmosphäre mit solchen feinen Eisnadeln. Nebensonnen und Höfe um Sonne und Mond sind häufig, letztere hell glänzend in den verschiedenen Farben des Regenbogens. Die Sonne erhebt sich und sinkt in einem breiten Kegel von gelbem Licht, und kaum ist sie gesunken, so erfüllt das Nordlicht die ganze Wölbung des Himmels mit seinen tausendfarbigen Strahlen und mit einem Glanz, dass selbst der Vollmond denselben nicht zu beeinträchtigen vermag.

Nach 4jährigen Aufzeichnungen zu York Factory (1875—78) trat der erste Regen daselbst ein am 25. April, der letzte Schnee fiel am 2. Juni; das erste Gewitter stellte sich ein am 4. Juni und bald darauf auch die Moskitos, der erste Schnee fiel am 15. September. Im 20jährigen Mittel wurde der Fluss eisfrei am 18. Mai und durch Eis geschlossen am 21. November. Die Leuchtkäfer erschienen (1878) wie bei uns am 20. Juni. Gewitter zählte man 12, Nordlichter 93, Nebel erschienen namentlich im Sommerhalbjahr, Schneetage zählte man 117, Tage mit Regen 65. Die Winde waren vorherrschend nördlich, Winter wie Sommer, im Winter mehr nordwestlich, im Sommer nordöstlich. Wenn die Regenmessungen des Jahres 1878 richtig sind (was mir etwas zweifelhaft scheint), so fallen im Sommer zuweilen fast tropische Regengüsse, bis über 19 cm in einigen Stunden.

Ueber das Klima von Alaska und des Territoriums des Yukonstromes, des äussersten Nordwestens von Amerika, entnehmen wir Dall's Mitteilungen die folgenden auszugsweisen Bemerkungen.

An den Küsten sind unter dem Einfluss des Behringsmeeres und seiner warmen Strömung, eines Ausläufers des Kurosiwo, die Winter milder, die Sommer kühler, als im Innern und die Niederschlagsmenge viel grösser. Der Boden ist in einer Tiefe von 1 m grösstenteils gefroren. Die gefrorene Bodenschicht ist 2—2½ m dick. Wo der Boden mit Moos bedeckt ist und das Wasser keinen Abfluss hat, ist die gefrorene Bodenschicht am

dicksten. anders kann sie sogar fehlen. An den Küsten des Kotzebuesundes findet sich die Merkwürdigkeit, dass das solide Eis 10—20 m hohe Uferbänke bildet, oben bedeckt mit einigen Fuss vegetabilischer Masse und Erde, in welchen im Sommer eine üppige Vegetation in Blüte steht.

Im Innern ist die Winterkälte sehr streng: es ist hier schon ein Minimum von — 56.6° C. beobachtet worden; aber solche extreme Kältegrade sind selten und schaden der Vegetation nicht, die mit einer 2½—3 m hohen Schneedecke eingehüllt ist. Der Sommer ist drückend heiss, nur in den 2—3 Stunden um Mitternacht, wo die Sonne am tiefsten am Horizont steht, tritt eine Milderung der intensiven Hitze ein, unter welcher die Vegetation eine beinahe tropische Ueppigkeit erreicht.

In St. Michael sind die Monate Mai. Juni und ein Teil des Juli sehr sonnig, die zweite Hälfte Juli. August und September sind dagegen regnerisch. Der Oktober bringt eine Aenderung der Windrichtung, die von Juli bis September SW ist; der Wind geht jetzt nach N und bringt Kälte und schönes Wetter.

In Ft. Yukon ist der Sommer im allgemeinen trocken, frisch und angenehm, mit gelegentlichen Regenschauern. Die grösste Plage im Frühlinge sind die zahllosen Moskitos in der Nähe der Bäche und Flüsse. Der Waldwuchs im Innern ist kräftig und üppig, Abies alba, Birken. Erlen. Populus tremoides und balsamifera kommen bei Ft. Yukon (67,2° N.) noch in Massen vor; bei Nulato erreicht Abies alba zuweilen einen Durchmesser von 1 m und eine Höhe von mehr als 30 m. Der Küstensaum ist jedoch nicht bewaldet wegen der nassen kalten Seewinde des Sommers. Folgende Temperaturmittel nach Dall mögen eine Vorstellung von den Wärmeverhältnissen geben; wegen der kurzen Beobachtungszeiten geben wir nur die Mittel der Jahreszeiten. die sicherer sind:

	N. Br.	W. L.	Meter	Winter	Frühl.	Sommer	Herbst	Jahr
Ikogmut . .	61° 47′	161° 14′	—	—17.3	—6.8	9.7	—2.3	—4.2
St. Michael	63 28	161 48	—	—15.6	—6.2	10.9	—1.0	—2,9
Ft. Yukon	66 34	145 18	125	—31.0	—9,7	13,7	—8,1	—8,4
St. Pauls-I.	57 7	170 18	—	—2.6	—1,6	6.7	4,2	1.7
Illjuljuk . .	53 52	166 31	—	— 0.9	1.1	9.5	4,5	3,6

Den klimatischen Gegensatz zu beiden Seiten der Halbinsel Alaska hat E. Baer in folgender eindrucksvoller Weise dargelegt:

Wohl nirgends in der Welt findet sich ein so bedeutender Unterschied der Klimate in so geringer Entfernung, als auf beiden Seiten von Alaska. Diese Halbinsel scheidet zunächst die waldigen Ufer von den waldlosen. Alle Ufer des Beringsmeeres sind waldlos, was allerdings in erster Linie dem Einflusse der Seewinde zugeschrieben werden muss. Eine ebenso scharfe und auffallende Grenzscheide bildet Alaska für die animalische Welt; denn die eine Seite dieser Erdzunge sieht Walrosse, die Bewohner des

Polareises, und die andere Kolibris, die glänzenden Boten des Südens. Die Walrosse kommen an die NW-Küste von Alaska, aber nie auf die SE-Küste, sie besuchen regelmässig die Pribylowinseln in der Breite von Sitka. Dagegen kommen im Sommer die Kolibris (Trochilus rufus) bis in die Bucht von Cooks-Inlet, wo Alaska vom Festlande abgeht. Ist es schon merkwürdig, dass unter demselben Parallelkreis Walrosse und Kolibris leben, so ist es noch auffallender, dass nur wenige Längegrade sie voneinander scheiden und dass auf der einen Seite von Alaska die Walrosse bis 56 ½ ° N. Br. herabsteigen, auf der anderen im Sommer die Kolibris bis 60 ° N. Br. hinaufgehen.

Allen Nachrichten zufolge hat der ganze Küstensaum von Sitka bis auf die SE-Küste von Alaska beinahe gleiches Klima, das Westende der letzteren ausgenommen. Der Grund liegt in der Stellung von Alaska mit seinem hohen Gebirgszug, welcher die Einflüsse des Behringsmeeres abhält. (Ueber das Klima von Sitka und die NW-Küste von Amerika. Pogg. Ann. Ergänzungsband I, 1842.)

Das Klima der Plateauregion des Felsengebirges wird im allgemeinen charakterisiert durch grosse Lufttrockenheit und eine grosse tägliche Wärmeschwankung. Die grossen unregelmässigen Schwankungen der Temperatur, welche in den östlichen Staaten durch den Windwechsel bewirkt werden, treten hier mehr zurück, wenigstens im Westen des Felsengebirges, dagegen erreicht die tägliche Wärmeschwankung als Effekt der Wärmeausstrahlung bei Nacht und der Insolation bei Tag hier ein Maximum. Schwankungen von 20—24 ° C. im Mittel sind nicht ungewöhnlich und gelegentlich kommen solche bis zu 30 ° und darüber vor. Wenn am Morgen strenger Frost herrscht, bringt die Sonne bis zum Nachmittag doch volle Sommerwärme. Dabei kommen Trockenheitsgrade der Luft vor, welche zu den extremsten überhaupt bekannten gehören; die relative Feuchtigkeit sinkt bis unter 1 % herab und die absolute Feuchtigkeit auf einige Zehntelmillimeter Dampfspannung bei Lufttemperaturen von 30—40° C.

Das Klima von Colorado (Denver City als Hauptort) schildert H. Gannett folgenderweise: „Es wird charakterisiert durch grosse Trockenheit der Atmosphäre, geringen Regenfall, und dieser in plötzlichen kurzen Schauern, während welchen sich die Schleusen des Himmels zu öffnen scheinen, extreme Temperatur, sehr niedrig im Winter, heiss im Sommer, heiss bei Tag, kühl bei Nacht und sehr plötzlichen grossen Aenderungen unterworfen. Die direkte Wirkung der Sonnenstrahlung ist sehr gross. Heftige Windstösse und Staubstürme sind häufige Ereignisse, die vorwiegenden Winde sind NW und W.“ — „Der Regenfall ist von einem so variabeln und ‚explosiven‘ Charakter, dass man nicht auf ihn rechnen kann, ausgenommen seine zerstörenden Wirkungen.“

Die Vorzüge des Klimas von Colorado bestehen in der Klarheit des Himmels, dem intensiven Sonnenschein und der verdünnten evaporationskräftigen Luft (mittlerer Luftdruck in Denver

City 630 mm). Selbst die Monatmittel der relativen Feuchtigkeit für 2h p. m. können im Frühjahr und Sommer auf 10—20 % herabsinken. Eine permanente Schneedecke ist um Denver und überhaupt auf dem Plateau nicht vorhanden, selbst auf ebenen Orten hält sich die Schneedecke kaum 2—3 Tage. Das Vieh bleibt den ganzen Winter auf der Weide. Auf den sogenannten Parks, Hochebenen im Osten des Felsengebirges von 2400—3000 m Seehöhe, fällt schon mehr Schnee und bleibt daselbst auch liegen.

Colorado wird jetzt viel von Kranken besucht und es wird die heilkräftige Wirkung seines Klimas sehr gerühmt. Die grosse tägliche Wärmeschwankung hat auch ihre guten Seiten; im Sommer folgt auf den heissen Tag eine erfrischende kühle Nacht, und im Winter erhebt sich nachmittags die Temperatur fast jeden Tag über Null, und dabei herrscht fast beständiger Sonnenschein. Sehr deutlich tritt der Unterschied der Temperatur auf dem Plateau gegenüber jener im Mississippithal in folgenden korrespondierenden Mitteln des Januar 1873 hervor:

	N. Br.	Meter	7^h	2^h	9^h	Mittel
St. Louis. . .	38,6	147	0,6	5,4	3,0	3,0
Denver. . . .	39,7	1584	−3,3	10,7	0,7	2,2

Die mittlere Nachmittagstemperatur war also trotz der um mehr als 1400 m höheren Lage in Denver höher als in St. Louis. Im Mittel von 2 Jahren war die tägliche Wärmeschwankung zu Denver im Winter 14,4°, von Juni bis September 17,7°, im Jahresmittel 16,1°.

Es mag noch von Interesse sein, die Temperaturverhältnisse der höchsten meteorologischen Station Nordamerikas und der ganzen Erde überhaupt nach 6jährigen Beobachtungen hier anzuführen:

Pike's Peak 4313 m

Jan. — 15,9, April — 11,0, Juli 4,5, Okt. — 6,1, Jahr. — 7,1.

Die mittleren korrespondierenden Jahresextreme zu Pike's Peak und Denver waren: Pike's Peak 15,1° und — 34,7°, Jahresschwankung 49,8°; Denver 38,2° und — 27,5°, Schwankung 65,7°; die absolut niedrigste Temperatur von 6 Jahren war unten —33,9°, oben — 38,3°, also kaum 5° niedriger. Die obere Baumgrenze geht in Colorado ausserordentlich hoch hinauf, bis 3440 m, eine Folge der hohen Sommerwärme, welche eigentlich erst vom Plateau aus abzunehmen beginnt.

Von dem Klima der inneren Hochebenen (Utahbecken und Umgebung) wird gesagt: In den Sommermonaten erfreuen sich diese Thäler eines angenehmen und kräftigenden Klimas. Gelegentlich fallen Regenschauer oft nur auf den Höhen, während die Thäler klaren Himmel haben. Die Vegetation ist sehr kräftig, die Bergabhänge tragen Wälder[1]), die Alluvionen der Flüsse

[1]) Deren untere Grenze ist nicht allein klimatisch bedingt, sondern vornehmlich durch das Feuer, das in den tieferen trockenen Lagen den Wald zerstört.

natürliche Wiesen. Sommergewitter bringen oft Hagel, selbst Schnee. Wenn der Sommer endet, verschwindet das Grün bis auf die dunkeln Tinten der immergrünen Gewächse, früher Schnee fällt und hüllt das ganze Land bald in einen weissen Mantel, nur die Gipfel der Hügel entblösst der heftige Wind.

Klima von Kalifornien. Einer Schilderung des Klimas von Kalifornien von J. D. Whitney entnehmen wir folgendes:

Das Klima von S. Francisco ist wunderbar gleichmässig[1]) und die elastische, stärkende kühle Luft, die während der Sommernachmittage vom Ocean herüberstreicht, wenngleich nicht günstig für Personen mit schwachen Lungen oder empfindlichem Hals, ist der wahre Atem des Lebens für alle Gesunden. Eine grosse Einbusse thut jedoch im Sommer dem Genusse des köstlichen Klimas von Kalifornien der furchtbare Staub, welcher, bis man sich an ihn gewöhnt hat, ganz unerträglich scheint. Eine ernste Schwierigkeit für die Bodenkultur bildet die extreme Veränderlichkeit der Regenmenge von einem Jahr zum anderen. Einige Jahre sind so trocken, dass die Ernten beinahe ganz fehlschlagen, ausgenommen an der Küste und wo künstliche Bewässerung besteht, andere sind wieder so nass, dass verderbliche Ueberschwemmungen eintreten. Zwischen 1850 und 1872 schwankte der jährliche Regenfall in S. Francisco zwischen 188 und 1226 mm. Längs der Küste nach Süden nimmt der jährliche Regenfall ab bis zu 25 cm zu S. Diego. In der Sierra nimmt die Niederschlagsmenge mit der Höhe zu, sie erfolgt fast vollständig in der Form von Schnee in Höhen über 1800 oder 2100 m, und diese winterliche Schneemenge, indem sie im Sommer schmilzt, ist von einer immensen nationalökonomischen Wichtigkeit für das Land, nicht nur für Bewässerungszwecke des Landbaues, sondern auch für die Industrie und den Bergbau. Da im Sommer fast kein Niederschlag stattfindet, so schmilzt jeden Sommer der Wintervorrat und nach einer Folge trockener Jahre verschwindet der Schnee dann fast gänzlich von der Gebirgskette. Folgen sich dagegen einige nasse Winter, so findet eine Ansammlung von Schneelagern auf den Gebirgskämmen statt, ohne dass es jedoch zur Bildung wahrer Gletscher kommt. Nur auf der Nordseite des Mt. Shasta findet sich nahe dem Gipfel eine gletscherartige Eismasse.

Die Winde von Kalifornien sind im Sommer von ausserordentlicher Regelmässigkeit. Sowie das Innere des Landes sich erhitzt und die erwärmte Luft emporsteigt, kommt ein Strom kalter Luft von der See her und nimmt ihren Platz ein. Wo daher eine Oeffnung in der Küstenkette bis zum Meeresniveau herabreicht, da weht der Seewind mit grosser Heftigkeit landeinwärts

---

[1]) Die mittleren Jahresextreme von 5 Jahren zu S. Francisco sind 31, und $-0{,}6^{0}$.

während der heissesten Tagesstunden des Sommers. Wenn man von der Bai von S. Francisco gegen die Berge fortschreitet, oder das Sacramento- oder S. Joaquinthal hinaufgeht, so hat man stets den Wind im Rücken. Die Strömung, die durch die Küstenpforte hereinkommt, breitet sich fächerartig aus und geht weit ins Land hinein. Ein sehr heftiger Wind und kühles und erfrischendes Wetter zu S. Francisco ist ein Anzeichen ungewöhnlich heissen Wetters im Innern. Bei Nacht wird die Brise schwächer und hört gewöhnlich ganz auf; leichter Nebel hüllt oft die Stadt S. Francisco ein. Zu gleicher Zeit fliesst die kühlere Luft langsam an den Bergabhängen abwärts, im Gegensatz zur Richtung des Tagwindes. Im Innern sind die Sommertage ausserordentlich warm, das Thermometer steigt zuweilen bis zu 49° C. im Schatten. Je weiter man sich von der Bai von S. Francisco entfernt, desto heisser wird es. Bei Nacht jedoch ist die Wärmeausstrahlung stark und die Temperatur sinkt, so dass eine warme Decke jederzeit notwendig ist. Die südöstliche Ecke Kaliforniens ist ausserordentlich trocken und heiss. Zu Ft. Yuma ist die Sommerhitze fast unerträglich, das Thermometer hält sich über 32° bei Tag und Nacht zuweilen wochenlang.

Unter den Eigentümlichkeiten des kalifornischen Klimas ist es nicht die am wenigsten befremdende, dass man aus den Niederungen am Sacramento und S. Joaquin an den Bergen aufwärts steigend, namentlich im Sommer, eine merklich höhere Temperatur antrifft, zum mindesten für die ersten 600—900 m. Korrespondierende 3jährige Beobachtungen ergaben folgende Mittel für einige Stationen längs der Central Pacific Railroad (von W nach E):

	S. Francisco	Sacramento	Colfax	Summit
N. Br.	37° 48′	38° 35′	39° 7′	39° 20′
Seehöhe in Metern	45	9	740	2140
Winter	10,5	8,4	8,1	— 1,9
Sommer	14,8	22,2	25,2	14,6
Jahr	13,3	15,4	15,9	5,6

Bis zu Höhen von 2400 oder 3000 m sind die Sommertage angenehm warm und selbst auf den hohen Piks der Sierra (3600—4000 m) ist es mittags gewöhnlich so warm, dass ein Ueberrock unnötig wird, bei Nacht jedoch ist es in diesen Höhen stets so kalt, dass Frost eintritt, obgleich es gelegentlich auch die ganze Nacht hindurch warm bleibt bis zu Höhen von 2400 m. Zu dem Genusse einer Wanderung in diesem Hochgebirge trägt sehr viel bei, dass das Wetter den ganzen Sommer hindurch bei Tag köstlich mild und klar ist, und der Regen ganz fehlt, der in den Schweizer Alpen den Genuss von Gebirgstouren so häufig verdirbt.

Ueber das Klima des heissesten Teiles von Nordamerika, an den Grenzen zwischen Kalifornien und Arizona am unteren Colorado und Gila, entnehmen wir den Schilderungen von Oscar Loew, Mitglied der wissenschaftlichen Expedition

unter Wheeler, einige Bemerkungen. Die tägliche Schwankung der Temperatur und Feuchtigkeit ist sehr gross, stündliche Beobachtungen in einer Seehöhe von 2400 m gaben bei Sonnenaufgang —4,4° und um 4^h nachmittags 20,1°, die relative Feuchtigkeit sank von 100% bei Sonnenaufgang auf 22% am Nachmittag. Auf den Anhöhen waren die nächtlichen Minima viel höher als in den Thälern. In der Mohavewüste herrschen im Sommer die SE-Winde vor, auch die Wolken und Regen kommen aus dieser Richtung, wie in Texas. Im Winter herrschen NW-Winde. An der W-Küste fallen die Regen im Winter, in der Mohavewüste nur im Sommer. Während die im Juli und August hier fallenden Regen einen wolkenbruchartigen Charakter haben und stets von elektrischen Entladungen begleitet sind, würde man diese Phänomene vergebens an der Küste suchen. Die totale jährliche Regenmenge ist jedoch in der Mohavewüste sehr gering; gleichzeitige 4jährige Messungen geben für Ft. Yuma 68 mm, für Ft. Mohave 79 mm. Heisse Winde, Sandstürme, Sandhosen gehören zu den normalen Erscheinungen dieser Wüste. Die heissen Winde dauern manchmal bis spät in die Nacht, gewöhnlich mit einer Temperatur über 40° C. [1]). Eine kühle Nacht scheint überhaupt bloss möglich zu sein, wenn die Luft ruhig ist. Loew selbst beobachtete als höchste Temperatur 45,6° am 6. August an der Mündung des Virgin River in den Colorado; nach verlässlichen Beobachtungen stieg im Juli 1871 während drei Wochen die Temperatur jeden Nachmittag im Schatten bis 50° C., einmal sogar auf 52,8°. Die Mitteltemperatur zu Ft. Mohave im Juli 1873 war beispielsweise um 7^h 33,0°, mittags 43,4°, 9^h abends 37,0°, genähertes Mittel 37,6°. Die Extreme dieses Jahres waren 49° und 0°. Diese Gegenden können sich also mit den Wüsten der Alten Welt in Bezug auf Wärmeextreme völlig messen.

Die merkwürdigste Erscheinung im kalifornischen Klima ist der Gegensatz zwischen der niedrigen Temperatur des Sommers an dem allerdings schmalen Küstensaume und der grossen Hitze des Innern. Zu Ft. Miller, im Thale des Joaquinflusses, wurde öfter eine Temperatur von 43° C. beobachtet, während gleichzeitig zu Monterey und S. Francisco die See und der Seewind eine Temperatur von 13° hatten. Solche Temperaturextreme in solcher Nähe müssen heftige Winde erzeugen, und es ist bloss erstaunlich (sagt Blodget), dass sie in den Oeffnungen der Küstenkette gegen das Innere nicht noch heftiger sind als man sie beobachtet. Diese heftigen Seewinde des Sommers sind charakteristisch für den ganzen Küstenstrich von Ft. Oxford in Oregon bis an das südliche Ende von Niederkalifornien, von 34° N. Br. an nimmt aber ihre Stärke rasch ab.

---

[1]) Zum Beispiel 6. August Ruinen von Colville:

	Sonnenaufg.	12^h	3^h	9^h
Trockenes Thermometer . .	23,9	44,4	45,6	41,7
Nasses " . .	16,7	23,9	23,3	21,1

Samum bis gegen Abend.

Was immer zu S. Francisco der Wind am Vormittag für eine Richtung haben mag, sagt Dr. Gibbon, er dreht sich vom Frühling bis zum Herbst am Nachmittag unveränderlich nach W. Im Jahre 1851 herrschte der Seewind von Mai bis September in 96 % der dreimaligen täglichen Beobachtungen, im Dezember und Januar in 41 % der Fälle. Im Mai ist er noch mässig, wird dann immer heftiger und erreicht seine grösste Stärke im Juli, im August merkt man eine Abnahme; doch erst im Oktober verliert er seine unangenehmen Eigenschaften. Während die Luft über dem Meere gewöhnlich klar ist, bildet sich im Seewind, sobald er die Küste überschreitet, ein Nebel, der häufig die Stadt einhüllt; oft wechselt rasch der hellste Sonnenschein mit einer alles verhüllenden Nebeldecke. Wenn die Seebrise kräftig ist, sagt Dr. Gibbon, kann selbst die hochstehende Sonne dagegen nicht aufkommen, „ihre Strahlen haben kaum mehr wärmende Kraft als das Mondlicht“. Die dicken Staubwolken, die der Seewind nachmittags durch die Strassen dahinjagt, gehören gleichfalls zu den Unannehmlichkeiten des Sommers. Die Morgen sind für Beschäftigung ausser Hause und Bewegung im Freien fast ausnahmslos sehr angenehm, die Abende sind im allgemeinen zu kühl, um ohne Feuer zu sitzen, und die Nächte sind niemals zu warm, um nicht gute Decken notwendig zu machen. Zum Ruhen und Schlafen ist die Nacht in Kalifornien das ganze Jahr hindurch ausserordentlich geeignet.

Die Regen fallen in Kalifornien sehr unregelmässig in kurzen Schauern. Gewitter sind ebenso selten, als sie im Innern Nordamerikas häufig sind. Ein gleichförmiger Regenfall, der einen Tag hindurch andauert, ist hier eine höchst seltene Erscheinung. Es regnet bei Nacht mehr als bei Tag. In der jährlichen Periode tritt eine Tendenz hervor zu Frühregen in der zweiten Hälfte des November und im Dezember, und zu Spätregen im März mit einer zwischenliegenden Trockenzeit. Die Regenzeit ist die schönste Jahreszeit, es ist nicht ein Winter, sondern der Frühling. Alles grünt und die Hügel schmücken sich mit einem vielfarbigen Blumenflor. Mit der Trockenheit des Juni kommt dann der Winter der Vegetation.

Die Regen fallen zumeist bei S- und SE-Winden, zuweilen bei heftigen SE-Stürmen. Sie beginnen meist zuerst im Norden, und verbreiten sich nach Süden. Die regenbringenden oberen Wolken dagegen ziehen zumeist aus SW. Von 79 Tagen, an welchen Regen fiel, war die Windhäufigkeit folgende: SE 24, S 20, SW 17, W 8, NW 6, übrige Richtungen 4. Von 67 Regen, welche eine Beobachtung der oberen Wolken gestatteten, war deren Richtung folgende: SW 23, W 16, S 14, N und NW 7, SE 6, NE 1.

Von dem Klima Kaliforniens in seiner Einwirkung auf den Menschen sagt Blodget: Alle Einwohner, sie mögen von wo immer her eingewandert sein, stimmen darin überein, dass kein Klima der physischen und geistigen Entwickelung des Menschen

so günstig ist, wie das kalifornische. Selbst im Innern, wo die Sommerhitze so gross ist, bewirkt diese keine Abspannung und hat keine deprimierende Wirkung wie im Osten. Die elastische Atmosphäre und der stärkende und erfrischende Charakter des Klimas ist eine Eigentümlichkeit Kaliforniens in seiner ganzen Erstreckung, an den sommerkühlen Küstenstrichen, wie in den heissen Thälern des Innern.

Ueber das Klima der Bermudasinseln, einer rein oceanischen Inselgruppe, noch 600 nautische Meilen von Kap Hatteras abstehend, in der Breite von Südcarolina, liegen mehrjährige eingehende meteorologische Aufzeichnungen vor. Die Temperaturmittel von St. Georges (32° 23′ N. Br., 64° 40′ W. L. v. Gr.) sind:

	Januar	April	August	Oktober	Jahr
St. Georges . . .	16,6	18,1	26,7	22,9	20,9

Der März hat noch 16,5°, ist also etwas kühler als der Februar, der mit dem Januar übereinstimmt; der August ist um einen halben Grad wärmer als der Juli, somit ein ganz oceanischer Temperaturgang. Die mittleren Jahresextreme sind 33° und 6°, die absolute Feuchtigkeit ist im Mittel 15,2 mm (März 11,1, August 21,1 mm). Die relative Feuchtigkeit fast konstant das Jahr hindurch beträgt im Mittel 80 %, die Regenmenge von 127 cm (auf Ireland-I. 139 cm) verteilt sich ziemlich gleichmässig über das Jahr, im Oktober tritt ein ausgeprägtes Maximum, im April und Juni ein Minimum hervor. Die Bewölkung ist hoch, im Mittel 64 % (Winter 70, August 53 %). Die mittlere Windrichtung ist südwestlich, im Winter mehr nördlich, im Sommer und Herbst südlich.

Das Klima von Bermuda, sagt ein Ungenannter im „Nautical Magazine“, ist eines der niederdrückendsten der Welt: eine Mischung zwischen den kalten Nebeln Neufundlands und dem Scirocco Maltas gäbe eine genaue Bezeichnung desselben. Jedes Kleidungsstück wird steif und feucht; man kann nur schwer sich wieder trocknen, schwer seine Stiefel ausziehen oder seine Wäsche wechseln, wenn der Wind aus S weht. Schuhe und alles Lederwerk wird weiss von Schimmel. Blumen und Blätter der Pflanzen fallen ab, wenn während der frühen Frühlingszeit der Ostwind zu wehen beginnt. Der NW-Wind, welcher den Golfstrom kreuzt, ist zu allen Zeiten angenehm und scheint auf seinem Wege keine Feuchtigkeit aufzunehmen. — Nach einem anderen Berichterstatter ist der angenehmste Monat der Juni; hingegen herrscht während der Monate Juli bis Oktober eine drückende Hitze, vorzüglich im August und September; trotzdem sind Krankheiten selbst um diese Zeit selten, geschweige denn im Winter. Im Winter fällt mitunter Schnee, doch bleibt er nie längere Zeit liegen; seltener noch ist Hagel. Die Stürme erreichen nicht jene verheerende Heftigkeit wie auf den westindischen Inseln.

Während der Sommermonate, sagt J. M. Jones, ist die Temperatur bei Nacht nur 3—4° F. niedriger als um Mittag. Aber

nicht die hohe Temperatur Tag und Nacht hindurch oder die häufige Windstille sind es, welche das Klima um diese Zeit so niederdrückend machen, sondern dies bewirkt der SW-Wind, der nun herrscht und die Atmosphäre derart mit Feuchtigkeit sättigt, dass man sich wie in einem Dampfbad fühlt. Personen, welche viele Jahre in Westindien gelebt haben, unter dem erfrischenden Einflusse des trockenen Passatwindes, bekennen, dass das Sommerklima der Bermuden dem Gefühl nach viel wärmer ist und viel entnervender wirkt als irgend eines, das sie im Süden kennen gelernt haben. Hurricane treten in Intervallen während des letzten Teiles des Sommers auf, häufige „Gales" im Winter. Der Orkan vom 11. September 1839 richtete grosse Verwüstungen an.

Am 24. Dezember 1840 trat bei N-Wind und klarem Himmel eine ganz ungewöhnliche Kälte ein. Am Morgen zeigte sich in den Niederungen Reif und hie und da Eis in der Dicke eines halben Kronenstückes.

Die südliche gemässigte Zone.

A. Südafrika ausserhalb der Tropen.

Der Kontinent von Südafrika verschmälert sich jenseits des südlichen Wendekreises rasch und endet schon unter kaum 35° S. Br. (entsprechend der mittleren Breite von Cypern oder Kreta). Es gehört demnach der ganze aussertropische Teil Südafrikas dem subtropischen Gürtel der gemässigten Zone an. Darum wird er auch bei seiner geringen Breite ganz beherrscht von den subtropischen Barometermaximis über dem Südatlantischen und Indischen Ocean, die mit der Sonne nach Norden und Süden sich verschieben. Im Sommer, wenn die Gegend hohen Druckes am weitesten nach Süden gewandert ist, herrschen südöstliche Winde, der Passat der südlichen Hemisphäre, über dem ganzen Gebiet. Auf der Ostseite wird derselbe zu einem nordöstlichen Wind, indem die Erhitzung des Festlandes dann die Tendenz zu einer cyklonischen Luftbewegung um die Südspitze Afrikas hervorruft[1]), und zudem die Lage auf der Westseite des

[1]) Es muss hier ins Gedächtnis zurückgerufen werden, dass auf der südlichen Hemisphäre die cyklonische Luftbewegung im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers erfolgt, also Südwinde auf der Westseite, Nordwinde auf der Ostseite, Ostwinde im Süden und Westwinde im Norden der Depression.

oceanischen Barometermaximums diese Tendenz unterstützt. Der Gürtel der Westwinde liegt dann ziemlich weit südlich von der Südspitze Afrikas, kaum den 40. Breitegrad erreichend.

Anders ist es im Winter. Die oceanischen Barometermaxima haben sich nach Norden verschoben und damit ist die Zone der Westwinde bis zur und über die Südspitze Afrikas nach Norden vorgerückt. Der Kontinent ist jetzt kälter als das Meer und hat die Tendenz, anticyklonische Luftströmungen an den Küsten hervorzurufen.

In der Kapstadt herrschen im Sommer südöstliche, im Winter nordwestliche Winde. Im Sommerhalbjahr Oktober bis März erreicht der SE eine bedeutende Stärke und weht oft 8—14 Tage fast ununterbrochen, wühlt Massen von Staub auf und macht sich dadurch sehr unangenehm. Anderseits gilt er doch als ein Segen für die Stadt, weil er die im Thalkessel des Tafelberges stagnierende ungesunde Luft wieder auffrischt. Er führt deshalb den Namen „Cape Doctor“. Bei heftigen Südostwinden bildet sich über dem Tafelberg die bekannte weisse Wolkenhülle, „das Tafeltuch“. Der Tafelberg erhebt sich als ein ungeheurer Wall im Süden der Tafelbai, er hat etwa 7 km Länge und 1100 m Höhe. Indem die Luft genötigt wird, an diesem Gebirgswall emporzusteigen, kühlt sie ab und ihr relativ geringer Wasserdampfgehalt kondensiert sich über dem Berg zu einer Wolkenhülle, welche sich als eine majestätische weisse Decke über das Plateau des Tafelberges legt, oben völlig glatt ist, während das nördliche Ende über dem Absturz wie eine Draperie herabhängt. Bei heftigen Südwinden stürzen sich die Wolken auf der Nordseite wie ein Wasserfall 300 m tief herab, um sich dann in der wärmer gewordenen Luft aufzulösen und zu verschwinden. Sobald man die Wolke auf dem Tafelberg bemerkt, schliesst man in der Kapstadt schnell die Thüren und Fenster, denn bald darauf bricht der stürmische SE-Wind herein und hüllt die ganze Stadt in ungeheure Staubwolken.

Die Heftigkeit des SE-Windes ist so bedeutend und er weht im Sommer so anhaltend, dass an ungeschützten Stellen die Bäume alle Aeste nach Norden kehren und freiliegende Gärten mit dichten Hecken umgeben werden müssen, wenn man die Obstbäume erhalten will. Der SE-Wind ist auch der trockene Wind.

Im Winter herrschen dagegen die NW-Winde und der SE tritt nur selten auf. Sie bringen feuchte Luft, tiefliegende Wolken und die Regenzeit für diesen Teil der Küste. Die heftigen Nordweststürme des Winters machen die ungeschützte Tafelbai zu einem gefährlichen Ankerplatz und haben schon schwere Verluste zur Folge gehabt. Port Elizabeth dagegen ist durch die hohe Küste vor Nordweststürmen geschützt.

In Klein-Namaqualand sind die Windverhältnisse ziemlich dieselben, im Sommer herrschen SE-Winde und trockenes Wetter, im Winter W-Winde, welche die Regenzeit bringen.

An der Küste von Natal sind im Sommer auch nordöstliche Winde häufiger. In Pieter Maritzburg herrschen das ganze Jahr östliche Winde, aber doch entschiedener im Sommer, während im Herbst und Winter die SW- und W-Winde etwas häufiger werden. In Grahamstown nahe der Südostküste dominieren gleichfalls im Sommer die SE- und S-Winde, während im Herbst und Winter die NW-Winde zur Herrschaft gelangen. Im Innern des Landes scheinen die Verhältnisse ähnlich zu sein, wenigstens herrschen zu Graaff Reinet im Sommer S-, im Winter N- und NW-Winde vor. Fritsch sagt, dass auch auf den Hochebenen des Innern die Nordweststürme des Winters, ebenso wie an den Küsten, die heftigsten sind und der Vegetation nachteilig werden. Der Himmel umzieht sich mit schweren finsteren Wolken, die zusammen mit dem aufgewirbelten Staub die ganze Gegend in Dunkel hüllen, ohne dass es indessen zum Regen kommt. Die SE-Winde fallen im Innern weniger auf als an den Küsten, sie machen sich nur beim Wechsel der Jahreszeiten als trockene schneidend kalte Winde bemerklich.

Im Betschuanenlande, nördlich bis 25° S. Br., sind nach Moffat die vorherrschenden Winde (im Winter) W und NW. Zuweilen treten auch kalte S-Winde auf. Im Frühjahr (Ende August) beginnen N-Winde und wehen mit grosser Heftigkeit täglich von 10^h an bis Sonnenuntergang, worauf eine ruhige heitere Nacht folgt. Während diese Winde vorherrschen, was bis zum November dauert, wo dann Gewitter eintreten, ist die Luft mit dichtem Staub aus der Wüste angefüllt. Selten kommt der Wind aus Osten und dann bringt er gewöhnlich Regen. Im Winter fällt selten oder gar kein Regen, im Juni wird das Gras so trocken, dass man es in der Hand zu Pulver zerreiben kann. Dagegen fallen, wie in der Kalahariwüste, im Frühling und Sommer Gewitterregen. Fritsch sagt, dass er im Betschuanenlande häufig einen NE beobachtet habe, welchen er der Erhitzung der Kalahariwüste zuschreibt, was also für den Sommer gelten muss.

Die aus Südafrika vorliegenden Luftdruckbeobachtungen genügen nicht, um eine Analyse der vorherrschenden Luftströmungen darauf zu gründen. Zu den allgemeinen Zügen der Luftdruckverteilung in der Umgebung von Südafrika, die wir vorhin gegeben haben, und dem auf deduktivem Wege mit Sicherheit abzuleitenden Satze, dass im Sommer eine Tendenz zu cyklonischer Luftbewegung über dem erhitzten Lande, im Winter umgekehrt eine solche zu einer anticyklonischen Luftbewegung besteht, haben wir wenig hinzuzufügen. Wir wollen nur die extremen Monatmittel und die daraus folgende jährliche Schwankung des Luftdruckes für einige Stationen hier zusammenstellen.

Ort	Jahr	Max.	Min.	Differenz.
Kapstadt	762,9	766,1 Juli	760,2 Febr.	5,9 mm
Grahamstown	762,7	765,7 „	759,7 Jan.	6,0 „
Graaff Reinet	698,0	701,4 Juni	694,8 Dez.	6,6 „
Aliwal North	653,3	656,7 „	650,1 „	6,6 „
Bloemfontein	649,3	652,6 „	646,3 „	6,3 „
Pieter Maritzburg	708,3	711,2 Juli	705,7 Jan.	5,5 „

Aus dieser Zusammenstellung ersieht man wenigstens so viel, dass im Innern des Kaplandes und im

Orangefluss-Staat im Sommer kein bedeutendes Barometerminimum sich entwickelt, denn das Barometer sinkt im Sommer bloss 3 mm unter das Jahresmittel, nicht mehr als an der Südküste[1]). Das sommerliche Barometerminimum Südafrikas liegt wahrscheinlich noch nördlich vom Wendekreis.

Von den ausserhalb des Landes liegenden Einflüssen, welche das Klima Südafrikas beeinflussen, müssen wir noch die Meeresströmungen berücksichtigen. Die Ost- und Südküste steht unter dem Einfluss der warmen Mozambiqueströmung, deren südwestlicher Ausläufer im Süden des Kaplandes unter dem Namen des Agulhasstromes bekannt ist, und noch auf der Ostseite der Kaphalbinsel sich fühlbar macht. An der Westküste dagegen fliesst ein kühler Meeresstrom nach Nordwesten. Diese Strömung ist besonders im Sommer kräftig, wenn der herrschende SE-Passat sie beschleunigt. Der Temperaturunterschied dieser beiden Strömungen ist sehr bedeutend. An der Ostküste findet man im Januar unter 30° N. Br. eine durchschnittliche Meerestemperatur von 24,4°, welche an der Südküste bis auf 21° herabgeht. An der Westküste liegt die Meerestemperatur von der Kaphalbinsel bis 30° Breite hinauf zwischen 17,8° und 18,3°, was einer Temperaturdifferenz zwischen W und E von 3—6° entspricht. Im Juli finden wir an der Ostküste 21—19°, an der Südküste 17—15° und an der Westküste 15,5° Meereswärme. Auf den beiden Seiten der Kaphalbinsel findet man auf diese geringe Entfernung oft sehr grosse Differenzen der Meerestemperatur, denn deren Ostseite wird von der warmen Meeresströmung bespült, während die West- und Nordwestseite (Tafelbai) unter dem Einflusse der kühlen südlichen Drift steht. Man hat schon in der Tafelbai im Sommer (wo diese Drift am stärksten ist) eine Wassertemperatur von 10,6° gefunden, in der Falsebai dagegen 19,4°, und fast in gleicher Breite mit der Tafelbai im Osten im Agulhasstrom eine Temperatur

[1]) Selbst wenn man die Jahresamplitude des Innern auf den Luftdruck von 760 mm reduziert, wird dieselbe bloss 7,6 mm.

von 25,6°. Simonstown an der Falsebai hat eine um nahe 1½° höhere Temperatur als die Kapstadt.

Temperaturverhältnisse. Die folgende Tabelle enthält die mittleren Temperaturen für eine grössere Anzahl von Orten im aussertropischen Südafrika. Die mit * bezeichneten Mittel sind aus den mittleren täglichen Extremen abgeleitet, die für die Kapstadt angegebenen Temperaturen sind wahre 24stündige Mittel, die für Pieter

Mittlere Temperatur im aussertropischen Südafrika.

Ort	S. Breite	E. Länge	Seehöhe m	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
Simonstown	34° 12′	18° 24′	15	22,0	18,6	13,9	17,3	17,9
Somerset West	34 5	18 52	30	22,1*	17,2	12,4	15,9	16,8
Kapstadt Obs.	33 56	18 27	12	20,6*	17,2	12,6	16,2	16,5
Mosselbai	34 11	22 9	32	21,1	17,1	13,5	16,6	16,9
Port Elizabeth	33 57	25 37	73	21,2	17,8	14,1	16,9	17,6
Worcester	33 40	19 27	240	22,9	17,0	11,7	16,5	17,1*
Clanwilliam (1)	32 10	18 53	90	24,5	18,3	11,7	20,1	18,2*
Concordia (Klein-Namaquald.) (1⅔)	29 35	18 0	(1000)	25,2	18,9	12,4	18,4	18,9*
Amalienstein (2)	33 27	21 24	910	26,2	18,3	12,2	17,5	18,3*
Sutherland (1½)	32 25	20 40	1430	17,6	9,5	4,4	12,2	10,8
Carnarvon (2½)	30 56	22 6	1240	24,4	17,5	9,8	17,1	16,7
Grahamstown	33 20	26 33	550	21,6*	17,4	11,7	16,6	17,0*
Somerset East (3½)	32 44	25 35	760	21,5	17,2	12,2	16,4	16,4
Graaff Reinet	32 16	24 34	770	24,3	16,8	11,9	19,2	18,0*
Aliwal North (5)	30 43	26 43	1340	22,3	14,4	5,7	17,1	15,0
Colesbg. Bridge (2⅓)	30 30	25 13	1100	23,8	15,7	5,9	17,4	15,8
Bloemfontein (2)	28 56	26 18	1370	22,7	15,6	7,8	18,4	16,2
Du Toits-Pan [1]	28 45	25 0	1220	24,2	17,2	10,9	19,1	17,8
Molepolole (1)	26 (?)	?	1000(?)	24,8	18,3	13,2	21,3	19,4
Port D'Urban	29 50	31 0	—	24,0	20,3	14,4	19,7	19,8
Pieter Maritzburg	29 30	30 2	639	21,4	17,7	11,8 [2]	18,1	17,5

[1]) Du Toits-Pan (1880) mit Kimberley (1876), Diamantfelder zwischen Griqualand und Orangefluss-Freistaat.
[2]) Juni.

Maritzburg aus 9h 9h Max.-Min., die übrigen aus 8h 8h Max.-Min. Der Unterschied zwischen den Mitteln der täglichen Extreme und den Mitteln aus 8h 8h Max.-Min. beträgt im Innern nicht ganz 0,8°, um so viel sind die Mittel der täglichen Extreme höher. Wenn der wärmste Monat der Februar ist, so ist dessen Temperatur unter Januar eingestellt und mit einem * bezeichnet.

An der Ostküste ist die Temperaturabnahme mit Zunahme der Breite sehr geringfügig. Dasselbe ist an der Westküste der Fall, weil der kühle Meeresstrom, je höher er in niedrige Breiten vordringt, desto abkühlender wirkt.

An der Küste ist die jährliche Temperaturschwankung gering und beträgt 7—8°, im Innern dagegen sind die Sommer heiss, die Winter kühl und dies gibt eine mehr als doppelt so grosse jährliche Wärmeänderung; auf den Hochebenen erreicht sie 12—18°. Die Sommertemperatur beträgt in der Karoosteppe zwischen 1000 bis 1200 m Seehöhe 24—25°, sie scheint unter gleichen Verhältnissen auf der Westseite höher zu sein als auf der Ostseite, weil dort die Sommerregen fehlen. Der kälteste Monat hat dagegen 6—10° Mittelwärme. Im allgemeinen sind die Sommertemperaturen sehr gleichmässig verteilt, weil die Abnahme der geographischen Breite durch die Seehöhe zum Teil kompensiert wird; die Winter sind an der Küste viel milder als auf dem Hochland des Innern. Dass das Klima im Innern viel extremer ist, als das der Küsten, geht am besten aus den folgenden mittleren Jahresextremen hervor.

Mittlere Jahresextreme der Temperatur in Südafrika.

Simonstown (4) .	33,8	6,6	Grahamstown (9) .	39,2	1,2
Kapstadt (14) . .	32,9	4,3	Somerset East (4) .	36,0	1,7
Mosselbai (4) . .	30,1	6,9	Graaff Reinet (3) .	39,5	—0,9
Port Elizabeth (5)	35,1	5,9	Aliwal North (4) .	38,7	—7,1
Worcester (7) . .	39,6	—0,3	Colesberg Bridge (3)	40,2	—8,0
Concordia (2) . .	35,8	2,5	Bloemfontein (3) .	34,5	—5,2
Amalienstein (2) .	42,8	—1.0	Du Toits-Pan (2) .	40,2	—4,7
Sutherland (2) . .	34,7	—10,0	Molepolole (1) . .	37,5	3.9
Carnarvon (2) . .	36.5	— 5.0	Pieter Maritzbg. (10)	35,2	0.4

Absolute Extreme der Kapstadt (1842—55) 36,3° und 3,2°, zu Grahamstown (9 J.) 45,6° und 0,0°, Pieter Maritzburg (10 J.) 36,4° und —1,7°.

Im Innern kommen im Winter bedeutende Frostgrade vor, während an der Südküste die Temperatur nicht unter den Gefrierpunkt sinkt. Noch im Orangefreistaat dagegen bildet sich zuweilen so starkes Eis auf stehenden Wassern, dass es Personen zu tragen vermag. Die extremen Temperaturmaxima sind dagegen nicht so hoch, wie man vielleicht vermuten könnte, 40° C. wird wenig überschritten.

In Bezug auf die tägliche Schwankung der Temperatur bestehen ähnliche Unterschiede zwischen Küste und Inland, die geringe Wärmeschwankung an der Küste steht im Gegensatz zur grossen täglichen Temperaturänderung des Innern, welche durch die bedeutende Seehöhe der trockenen Plateauländer noch erhöht wird. Folgende Mittelwerte geben eine Vorstellung davon.

Mittlere tägliche Wärmeschwankung[1]):

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
Kapstadt	6,6°	6,3°	5.0°	5.7°	5.9°
Mosselbai und Port Elizabeth	7,2	6,6	7,3	7.3	7,1
Aliwal North und Colesberg.	17.8	15,9	16.7	18,0	17,1

Während in der Kapstadt die grösste tägliche Temperaturschwankung bloss 17° beträgt, überschreitet dieselbe im Innern häufig 20° und erreicht auch 30° und mehr. Fritsch sagt, dass im Betschuanenlande im Winter der Temperaturunterschied zwischen 2^h mittags und 8^h abends durchschnittlich 12° betrug; nach Sonnenuntergang sinkt die Temperatur ungemein rasch. Es scheint, dass im westlichen Teile der Hochebenen die tägliche Schwankung noch grösser ist als im Osten, von wo wir die meisten Beobachtungen haben, was wohl der grösseren Trockenheit zugeschrieben werden darf. Zu Clanwilliam betrug sie im Mittel eines Jahres 18,2° (Sommer 19,8°, Winter 16,8°).

---

[1]) Unterschied der mittleren täglichen Extreme.

Die monatlichen unregelmässigen Wärmeschwankungen betragen in der Kapstadt im Jahresmittel 17,1°, sie sind am kleinsten im Januar (16,5), Juni und Juli (15,6), am grössten im April (19,8) und Oktober (19,1), im ganzen halten sie sich innerhalb mässiger Grenzen. Dagegen hat schon das benachbarte, aber mehr im Innern gelegene Worcester sehr bedeutende Wärmewechsel innerhalb eines Monats, das Jahresmittel beträgt 27,5°, das Januarmittel 29,2, das Julimittel 25,5. Noch grösser ist wohl die Veränderlichkeit der Temperatur zu Clanwilliam und weiter im Innern nach Osten auf den grossen Hochebenen. Noch zu Pieter Maritzburg, das schon unter dem Einfluss der See steht, sind die monatlichen Wärmeschwankungen bedeutend, am grössten im Frühling (September 27,0°), am kleinsten im Januar und Februar (18,1), das Jahresmittel beträgt 22,0° C.

Regenverhältnisse. In betreff der jährlichen Verteilung der Niederschläge, sowie auch deren Quantität besteht ein grosser Gegensatz zwischen den beiden Seiten des südafrikanischen Kontinents, speciell des Kaplandes. Die ganze Ostseite und das Innere haben Sommerregen, nur eine schmale westliche Küstenzone hat Winterregen. Und während die Ostabhänge der östlichen Küstenkette sehr reichliche Niederschläge haben, nimmt die Regenmenge jenseits derselben rasch ab, so dass die mittlere Zone fast gar keine regelmässigen Niederschläge mehr empfängt, während die Westküste spärliche Winterregen hat, die nach Norden hinauf gleichfalls aufhören. Klein-Namaqualand erhält noch im Winter regelmässige Seeregen (bei Westwinden), dieselben fehlen dagegen im Gross-Namaqualand; hier wird das Land bloss von Gewitterregen befeuchtet, die namentlich im Dezember und Januar auftreten. An der Südküste findet sich ein Uebergang von den Sommer- zu den Winterregen, der sich durch vorwiegende Frühlings- und Herbstniederschläge ausspricht, aber die jährliche Periode ist viel schwächer entwickelt und unregelmässiger. Die folgende Tabelle erläutert die hier kurz besprochenen Verhältnisse.

Jährliche Periode des Regenfalls in Südafrika.

	Kaphalbinsel	SW-Küste Kapland	Klein-Namaqua	Südküste Kapland	Ostseite Kapland	Natal	Inneres Südafrika. Karoo	Orange, Transvaal, Griqualand.	Kimberley[1]
Zahl der Orte	6	4	3	3	4	5	8	4	1
Dezember .	3	3	2	6	12	**14**	7	13	9
Januar . .	2*	2*	1*	4	11	11	9	**21**	17
Februar . .	3	3	6	10	**16**	13	14	15	22
März . . .	3	3	5	9	13	13	**15**	14	16
April . . .	6	6	8	7	8	8	8	4	3
Mai . . .	15	15	9	9	6	3	9	4	6
Juni . . .	**19**	**17**	**18**	6	3*	2*	3*	2	1
Juli . . .	15	17	16	9	4	3	5	2*	3
August . .	13	11	15	8	4	4	5	2	3
September .	9	9	8	10	5	5	5	9	6
Oktober . .	7	9	10	**12**	7	9	9	6	5
November .	5	5	2	10	11	15	**11**	8	9
Jahr cm . .	78	36	22	48	65	95	34	43	46

Fast ganz Südafrika empfängt seine Niederschläge vom Indischen Ocean durch den vorherrschenden SE-Passat, nur der westliche Küstenrand erhält sie bei den winterlichen Westwinden. Da im Sommer der Passat strenger weht und die Erwärmung des Landes die aufsteigende Bewegung der Luft und damit Gewitterbildung und Platzregen begünstigt, so herrschen die Sommerregen vor; im Winter, wenn das Inland erkaltet und eine Tendenz zu anticyklonischen Winden mit herabsinkender Luftbewegung begünstigt, fehlen die Niederschläge fast ganz und sind selbst an der Ostküste selten.

An der Küste von Natal bringt der verstärkte Passat die sogen. „Seeregen“, die bei hohem Barometerstand

[1]) 7—9jährige Beobachtungen 1874 bis 1882. Jährlicher Regenfall variierend zwischen 237 mm (1878) und 770 mm (1881). Es fielen mehrmals 56 mm innerhalb 2 Stunden.

auftreten zum Unterschied von den normalen Gewitterregen, welche hauptsächlich nachmittags in der warmen Jahreszeit eintreten und die eigentliche Regenzeit ausmachen. Diese treten bei niedrigem Luftdruck ein, meist in Perioden von mehreren Tagen hintereinander.

Die Seeregen heissen bei den Kolonisten „three day's rain", weil sie meist 2—3 Tage anhalten. Sie treten auf bei strengem Seewind von SE und haben keine jährliche Periode. Sie sind am stärksten an der Küste, werden schwächer in dem Masse, als man ins Hochland hinaufsteigt; um die höheren Berge ist dann wenig mehr, als ein dicker nässender Nebel. So fielen vom 29. bis 31. August 1868 in 60 Stunden zu Maritzburg 27 cm, an der Küste aber gleichzeitig 42 cm; im April 1865 war das Verhältnis 28 zu 69 cm. Dass solche Regenfluten heftige Ueberschwemmungen zur Folge haben, braucht kaum bemerkt zu werden.

In den geschilderten Verhältnissen liegt auch der Schlüssel zur Erklärung der Verteilung der Niederschlagsmenge, die von Ost nach West und im allgemeinen von der Küste landeinwärts abnimmt. Schon die Regentafel lässt die Verteilung der Regenquantitäten erkennen. Es mögen aber noch einzelne Beispiele dafür hier Platz finden.

Regenmengen in Centimetern. Natal: Port D'Urban 109, Pieter Maritzburg 77. Ost- und Südküste des Kaplandes: Grahamstown 72, King Williamstown 69, Port Elizabeth 60, Uitenhage 40, Mosselbai 43. Kaphalbinsel: Kapstadt 68, Wynberg 110, Simonstown 68. Südwestseite des Kaplandes: Worcester 38, Groote Post 48, Clanwilliam 25. Klein-Namaqualand: Keerom 21, Concordia 23 (Port Nolloth [29° 14'] hatte 1880 einen Regenfall von bloss 28 mm, Krafontein im Innern in 1000 m Seehöhe 130). Karoo: Amalienstein 42, Graaff Reinet 36, Camfers Cral und Lower Nels Port 25. Orangestaat und Griqualand: Bloemfontein 58, Du Toits-Pan 40, Hopetown 24.

Die Verhältnisse der relativen Feuchtigkeit und der Bewölkung gehen mit den Niederschlagsverhältnissen natürlich ziemlich parallel. Im folgenden sollen für einige Stationen die wichtigsten Mittelwerte der erstgenanten Elemente zusammengestellt werden. Jene der relativen Feuchtigkeit sind nicht recht vergleichbar, weil die Beobachtungszeiten nicht für alle Stationen die

gleichen sind. Die Luftfeuchtigkeit nimmt landeinwärts ab, aber scheinbar nicht gerade bis zu jener extremen Trockenheit, von der die Berichte melden. Im Westen ist der Winter die feuchteste Jahreszeit, im Innern und im Osten der Sommer.

Mittlere relative Feuchtigkeit.

Ort	Jahr	Feuchtester Monat		Trockenster Monat	
Kapstadt	72	Juni	80	Januar	63
Simonstown	79	Juli	87	Februar	71
Worcester	55	Juli	66	Januar	43
Graaff Reinet	56	Februar	64	November	50
Aliwal North[1]	64	Mai	79	Dezember	41
Bloomfontein	51	Juni	62	Oktober	42
Pieter Maritzburg	76	Jan.—Mai	80	Juli—Sept.	71

Die Bewölkung ist an der Südküste am grössten und nimmt landeinwärts ab. Die inneren Hochebenen haben sowohl im Mittel als besonders im Winter einen „italienischen" Himmel. Im Westen ist der Winter die Jahreszeit der grössten Trübung des Himmels, im Innern und im Osten der Sommer, ein zweites Maximum der Bewölkung tritt vielfach im Frühling ein.

Mittlere Bewölkung.

Ort	Jahr	Monate mit der grössten und geringsten Bewölkung					
Kapstadt	39	Juni	49	Jan.-Febr.	28	—	—
Worcester	31	Juni	37	Januar	18	Oktober	42
Simonstown	52	Juni	60	Januar	36	Oktober	66
Mosselbai	43	März	56	Juni	30	Sept.-Nov.	46
Port Elizabeth	35	Febr., Okt.	44	Juni-Juli	26	—	—
Somerset East	44	Februar	80	Juni	24	—	—
Graaff Reinet	36	Februar	52	Juni	30	—	—
Aliwal North	29	Februar	47	Juli	17	Okt.-Nov.	31
Pieter Maritzbg.	51	Nov.-Dez.	72	Juni	19	—	—

[1]) Mittel 8h, 8h, daher etwas zu hoch; die anderen meist 9h, 1h, 5h, daher etwas zu niedrig.

Diesen auf Beobachtungsresultate gestützten speciellen Erörterungen über den Gang und die Verteilung der meteorologischen Elemente in Südafrika lassen wir nun noch einige allgemeinere Schilderungen folgen, welche das Bild des südafrikanischen Klimas vervollständigen mögen.

Wir beginnen mit Transvaal.

Die beträchtliche Seehöhe von Transvaal, circa 1200 m im Mittel, macht das Klima sehr gesund. Das Winterhalbjahr von April bis September ist trocken und kalt, namentlich während der Nächte, die Tage sind aber oft so warm wie im Sommer. Längs des Nordfusses vom Magaliesberg ist das Klima sehr mild, und man hat da Korn schon im Juli geerntet. Die Regen beginnen im September, aber in der Regel setzen die heftigen Regen nicht vor Dezember ein und enden im März. Plötzliche Temperaturänderungen erzeugen Influenza, Verkühlung und entzündliche Affektionen namentlich unter den Kindern; die Sterblichkeit ist trotzdem sehr gering. Gewitter sind sehr häufig und heftig während der Sommermonate; Hagel ist ebenfalls häufig und zerstört oft die Vegetation und die Saaten in wenigen Minuten. Während der Wintermonate wehen scharfe kalte Winde aus S, und die High Veld und Drakensberg Mountains (18—2100 m hoch) sind häufig auf einige Tage mit Schnee bedeckt (nach Jeppe).

Nach 3jährigen Beobachtungen von Lys scheint die mittlere Jahrestemperatur von Pretoria (25° 45′ S. Br., 28° 50′ E. L., in 1360 m Seehöhe) 19,4° C. zu sein (Januar 23,1°, Juli 14,9°). Die mittleren Jahresextreme der Temperatur sind 33,5° und 5,0°, die durchschnittliche Monatsschwankung der Wärme ist 17,5° (August und September 20—21°, Sommer 14°). An 67 Regentagen fallen 60 cm Regen, davon 70% in den 4 Monaten Dezember bis März. Der Winter ist fast ganz regenlos. Gewitter sind im Sommer häufig. Der Winter ist die heiterste Jahreszeit, die Monate Oktober bis März haben viele bewölkte Tage.

Ueber das Klima des Innern von Natal, speciell von Pieter Maritzburg, haben wir die vortrefflichen Beobachtungen und Arbeiten von Dr. Mann.

Pieter Maritzburg liegt unter 29½° S. Br. in 640 m Seehöhe, 33 km von der Küste. Ueber die Temperatur, Feuchtigkeits- und Bewölkungsverhältnisse wurde schon vorhin das Nötige gesagt. Während im Sommer die Regenwahrscheinlichkeit 0,57 ist, also auf je 10 Tage nahezu 6 Tage mit Regenfall kommen, ist dieselbe im Winter bloss 0,09. Der Juni hat durchschnittlich 20 heitere und nur 1,5 trübe Tage, der Dezember dagegen nur 2,2 heitere, aber 15 trübe Tage. Die Gewitter sind im Sommer-

halbjahr häufig und heftig, im Winter sehr selten, im Jahresdurchschnitt zählt man 59,4 Gewittertage. Eine Eigentümlichkeit des Klimas sind die heissen Winde aus NW, welche namentlich im Frühling (am seltensten im Herbst) auftreten und Temperaturen zwischen 32 und 36° C. mit grosser Lufttrockenheit (bis zu 25 %) bringen. Der Luftdruck erreicht dabei ein Minimum. An der Seeküste werden sie nicht verspürt.

Sie wehen zuweilen mit der Kraft eines Orkans, aber unregelmässig in kurzen Stössen und treiben Wolken von Staub und Sand vor sich her, welche die Stadt oft auf längere Zeit einhüllen. Der heisse Wind beginnt meist schon um Tagesanbruch zu wehen, hält bis Mittag oder darüber an, dann lullt er ein und ein strenger kühler Seewind von SE tritt plötzlich an seine Stelle. Zuweilen jedoch wiederholt er sein Auftreten am nächsten Morgen. Mit diesen heissen Winden und deren Alternieren mit der kühlen Seebrise sind grosse unregelmässige Temperaturschwankungen verbunden, welche Maritzburg im Sommerhalbjahr den sehr veränderlichen Klimagebieten anreihen. Die Häufigkeit einer Temperaturschwankung von mehr als 6° im Tagesmittel beträgt 10,5 und reiht sich an jener von Orenburg, Irkutzk, Rigikulm, Tobolsk (gleichfalls im Sommerhalbjahr).

Der Regen hat zu Pieter Maritzburg hauptsächlich den Charakter der Gewitterregen. Von den zuweilen eintretenden „Seeregen“ war schon früher die Rede.

Hagel fällt selten, Stürme sind am häufigsten vom Juli bis September, also im Vorfrühling.

Während an der Küste Ananas, Bananen, Zuckerrohr und Kaffee vollkommen in freier Luft gedeihen und reifen, und zugleich mit den Getreidearten der gemässigten Zone kommen auf dem Plateau von Pieter Maritzburg die vorgenannten Pflanzen nicht mehr vor. Dagegen gedeihen die Orangen ausgezeichnet und um die Mitte des Winters hat man blühende Oleander, Passifloren etc. Das Hauptprodukt der Hochebene und die Hauptnahrung der Eingebornen ist Mais, der überall trefflich gedeiht; Wein kommt gleichfalls fort, leidet aber etwas durch die Nässe zur Zeit der Traubenreife; Kaffee verspricht noch Erträge zu liefern, ebenso die Baumwollstaude. Der blaue Gummibaum von Australien (Eucalyptus) hat überall vom Boden Besitz ergriffen und erreicht in 12 Jahren eine Höhe von 30 m.

Dem Berichte eines deutschen Arztes, der zu Richmond lebt (circa 1400 m Seehöhe), über das Klima der östlichen Hochebenen im Innern des Kaplandes, entnehmen wir folgende am meisten charakteristische Stellen:

Das eigentlich Kennzeichnende für das Klima der südafrikanischen Hochfläche ist die ausserordentliche Trockenheit der Luft. Es bedarf gar nicht der Feuchtigkeitsmessungen, um diese Thatsache festzustellen. — Der Berichterstatter führt dann eine grosse

Anzahl von Beispielen aus dem täglichen Leben an, welche die grosse Lufttrockenheit demonstrieren. Wasserkannen und Bierflaschen, mit nassen Tüchern umwickelt und an einen zugigen Ort gestellt, geben in den glühendsten Sommertagen ein Getränk, dessen Kälte dem deutschen Eiskellerbier in nichts nachsteht. Kälte sowohl wie Hitze werden in der trockenen Luft viel weniger empfindlich gefühlt als in feuchteren Klimaten. Man hat beständig trockene Kleider und trockene Füsse. Regen ist selten und währt stets nur kurze Zeit; wirkliche Regentage im europäischen Sinne, an denen es einen halben Tag und darüber regnete, gab es in 8 Monaten in Richmond nur 4. Dieser Regenmangel ist die schlimmste Landplage. Von Januar bis März darf man wohl auf ziemlich zahlreiche Gewitterregengüsse rechnen; doch bleiben sie auch zuweilen aus; von April bis Juli ist die Regenmenge bei weitem geringer, dafür sind es in diesen Wintermonaten meist „Landregen", die dem Boden mehr Feuchtigkeit zuführen als die Platzregen und Wolkenbrüche des Sommers; das letzte Drittel des Jahres, August bis Dezember, ist gemeiniglich die trockenste Zeit, Regengüsse in diesen Monaten sind besondere Seltenheiten und Glücksfälle.

Unter den Annehmlichkeiten des Karooklimas darf der erheiternde Einfluss des ewig sonnigen Himmels auf die Gemütsstimmung nicht vergessen werden. Wer einmal einen Nebelmonat am Züricher See oder ein Jahr in London überstanden hat, der wird die Behauptung nicht übertrieben finden, dass die Pracht des Sonnenscheines uns Europäer für alle Entbehrungen des kolonialen Lebens zu entschädigen vermag.

Aehnlich sagt auch Fritsch: Die bedeutende absolute Höhe der Steppen des Innern verleiht ihnen einen besonderen Reiz in der reinen frischen Luft, in welcher die Brust leichter atmet, und die dem Auge die Gegend rings um bis in die weiteste Ferne in klaren Umrissen zeigt und in sanfte blaue oder violette Färbungen kleidet. Lebendig stehen in der Erinnerung vor dem Geiste der Reisenden die glänzenden plötzlichen Sonnen-Auf- und Untergänge mit ihren glühenden Farben, die weisse grelle Beleuchtung bei Tag und der mattblaue Himmel, auf welchem nur einzelne Cirrocumuli langsam dahinziehen. Wer einmal mit diesen Landstrichen vertraut geworden, vergisst dieselben nicht leicht wieder und behält für sie trotz ihrer Oede immer eine gewisse Sehnsucht.

Das Klima der Karoo ist nahezu immun gegen Schwindsucht und verwandte Leiden. Besonders auffallend ist der günstige Einfluss, den dasselbe auf schwindsüchtige Europäer ausübt. Zu Hause als hoffnungslos aufgegebene Kranke erholen sich hier vollständig und gewinnen ein blühendes Aussehen. Englische Aerzte senden schon seit längerer Zeit ihre Kranken in das Kap-

land und haben namentlich Bloemfontein ihren Patienten als Aufenthaltsort angewiesen.

Das Klima der Kapkolonie ist im allgemeinen trocken, ungemein gesund, die Luft ist rein und erquickend. Die Feuchtigkeit nimmt in der Richtung von Ost nach West allmählich ab. Die vorherrschenden Winde im Innern kommen von Osten, und sie lassen, nachdem sie schon den grössten Teil ihrer Feuchtigkeit an den Ostabhängen der Küstengebirge abgegeben haben, die inneren westlichen Distrikte nahezu regenlos. In den östlichen Distrikten ist der Regenfall reichlich, Gewitterregengüsse mässigen die intensive Sommerhitze und erhalten das Land frisch und grün. Die Winter sind im Innern kalt, aber heiter und angenehm. Der südwestliche Rand des grossen Plateaus der Karoo erhält Winterregen mit westlichen Seewinden. Im Sommer dagegen weht der trockene SE-Passat mit grosser Heftigkeit. Während hier die Gewitter relativ selten sind, entladen sich im Sommer im Innern und in den östlichen Distrikten zuweilen furchtbare und grossartige Gewitter, gelegentlich von heftigen zerstörenden Hagelfällen begleitet.

Die niedrige westliche Küstenregion ist grossen Dürren unterworfen und einer grossen täglichen Wärmeschwankung; obgleich es hier selten regnet, erheben sich doch am Morgen dichte Nebel. Das Klima des Plateaus der grossen Karoo (circa 900 bis 1000 m Seehöhe) wird gleichfalls durch schwere Dürren charakterisiert, excessive Tageshitze im Sommer, kalte Nächte und einen strengen kalten Winter. Jenseits der wasserscheidenden Gebirgskette haben die Ebenen, die gegen den Orangefluss streichen, ein gesundes Klima, kühl und stärkend im Winter, aber gleichfalls langen dürren Perioden ausgesetzt; im Sommer treten durchschnittlich jeden dritten oder vierten Tag heftige Gewitter längs der Gebirgsketten auf, erfrischen und kühlen die Luft, füllen die trockenen Wasserrinnsale und lassen die Vegetation wieder aufleben. In den centralen und östlichen Distrikten treten zu Zeiten heisse trockene Winde aus den nördlichen Wüstendistrikten auf, die zwei bis drei Tage andauern. Die Temperatur steigt dann bisweilen bis auf 49° C. In der Küstenregion fällt selten Schnee, aber in den höheren Bergregionen liegt Schnee während 3—4 Wochen jährlich. Den Gipfel des Tafelberges (1091 m) sieht man sehr selten am Morgen einmal mit Schnee weiss gesprenkelt. Die Erscheinung der Luftspiegelung zeigt sich sowohl an der Küste wie auf den erhitzten Ebenen des Innern.

Ophthalmien und Rheumatismen sind im allgemeinen die einzigen Krankheiten der Kolonie, welche man überall antrifft; Sumpffieber sind nur an der flachen westlichen Küstenzone heimisch (Johnston)

B. Klima des aussertropischen Teiles von Australien.

Die klimatischen Verhältnisse des Festlandes von Australien bieten die grössten Analogien dar mit jenen von Südafrika in den entsprechenden Breiten. Auch Australien endet im Süden noch in subtropischen Breiten und wenn es gleich eine doppelt so grosse Erstreckung von West nach Ost hat wie Südafrika unter gleichen Breiten, so ist sein orographischer Bau anderseits wieder jenem von Südafrika darin völlig ähnlich, dass am Ostrand eine ziemlich hohe Gebirgskette die Küstenregion längs ihrer ganzen Erstreckung gegen das Innere abschliesst, so dass der vorherrschende SE-Passat erst diese Barriere überschreiten muss, bevor er die inneren Niederungen bestreichen kann. Der Darling und Murray bilden ein Seitenstück zum Orangefluss. Durch die an den westlichen Gebirgsabhängen noch ziemlich reichlichen Niederschläge in seinen Zuflüssen genährt, verliert sich die nach Westen gehende Hauptströmung in immer trockener werdenden Einöden. Nur darin besteht ein grosser Unterschied, dass sich in Südafrika an den östlichen Gebirgsrand im Westen ausgedehnte Hochebenen anschliessen, während das Innere Australiens ein ausgedehntes Niederland ist; doch dürfte die relative Ueberhöhung desselben von der östlichen Bergkette ziemlich gleich sein jener der südafrikanischen Hochebene. Dies ist insofern von klimatischer Bedeutung, als die auf die Niederung herabsteigende östliche Luftströmung ungefähr die gleiche Erwärmung und relative Austrocknung erleidet. Ungünstiger ist das Innere Australiens insofern gestellt, als dessen Niederungen sich im Sommer viel stärker erhitzen als die Hochebenen Südafrikas, wodurch die relative Trockenheit gesteigert wird. Diese Unterschiede äussern sich, wie wir noch sehen werden, sehr deutlich dadurch, dass die heissen Winde aus dem Inlande sich in Australien längs der ganzen Küste fühlbar machen, im Osten wie im Süden, während dies in Südafrika nicht der Fall ist, wo die heissen Winde, die auch

viel schwächer auftreten, nur auf den Hochebenen selbst verspürt werden.

Noch in einer anderen Beziehung, wo man sie nicht erwarten möchte, besteht eine grosse klimatische Uebereinstimmung zwischen Südafrika und Australien. Der Kontinent von Australien bricht durchschnittlich etwa unter 15° S. Br. gegen den Aequator hin ab und hat dort vor sich eines der wärmsten Meeresbecken der Erdoberfläche. Man sollte deshalb meinen, dass das Eindringen der tropischen Regen und die Zufuhr von Wasserdämpfen von Norden her in den Kontinent hinein dadurch nicht unwesentlich günstig modifiziert werden müssten gegenüber Afrika, wo das Festland gegen den Aequator hin immer breiter wird und zudem nach Osten durch eine fortlaufende bedeutende Landerhebung von dem warmen Indischen Ocean abgeschlossen ist. Trotzdem finden die regelmässigen tropischen Regen in Australien wie in Südafrika etwa unter 17° S. Br. ihre Polargrenze, und die Trockenheit des Innern südlich vom Wendekreis ist in Australien grösser als in Südafrika. Dies zeigt uns, dass im grossen ganzen die Grenzen der tropischen Regen doch nicht immer von der Gestaltung der Landflächen so sehr beeinflusst werden, wie dies bei den indischen Monsunregen der Fall ist. Hingegen unterscheidet sich die australische Westküste bedeutend von jener Südafrikas sowohl in Bezug auf die Temperaturverhältnisse wie auf den Regenfall.

Das Festland von Australien südlich vom Wendekreis liegt im allgemeinen in dem Gebiete hohen Luftdruckes, welches die subtropischen Breiten zwischen den Wendekreisen und dem 40. Breitegrad in beiden Erdhälften einnimmt und von welchem nach dem Aequator zu die Passate, nach den Polen hin die vorherrschenden Westwinde der höheren Breiten ihren Ausgang nehmen. Indem sich im Sommer diese Zone hohen Luftdruckes vom Aequator entfernt, nähert sich auch die Polargrenze des tropischen Windgebietes dem 40. Breitegrad, im Winter dagegen kommen die südlicheren Teile unseres Gebietes schon südlich von der Zone hohen Luftdruckes zu liegen

und sie werden daher von den davon ausgehenden Westwinden bestrichen. Wenn wir die Luftdruckverteilung um Australien näher betrachten, so finden wir, dass dieser Kontinent im Sommer zwischen zwei subtropischen oceanischen Barometermaximis liegt, ähnlich wie Südafrika; das eine ist das Barometermaximum des Südindischen Oceans, welches sich nahe an die Westküste anlegt und bis zum 40. Breitegrad hinabreicht, das andere (ein sekundäres subtropisches Maximum des Grossen Oceans [1]) liegt (nach den Wind and Current Charts of the Hydrographic Office von 1872) zwischen Neuseeland und Australien und reicht gleichfalls bis 40° S. Br. hinab. Auf dem Kontinent selbst ruft die hohe Erwärmung des Landes ein Barometerminimum hervor, so dass wir eine kräftige cyklonische Bewegung der unteren Luftschichten voraussetzen dürfen. Im Winter hat sich das Barometermaximum des Indischen Oceans dem Aequator etwas genähert und hat sich verstärkt; das Barometermaximum auf der Ostseite ist mit jenem, welches sich nun über dem erkalteten Festlande eingestellt hat, verschmolzen; wahrscheinlich liegt das Gebiet höchsten Luftdruckes über dem Kontinent selbst und zwar auf seiner Ostseite. Der ganze südliche Teil Australiens liegt nun schon südlich von der Achse höchsten Luftdruckes, welche etwas nördlich vom 30. Breitegrad zu verlaufen scheint. Nach dieser Luftdruckverteilung haben wir eine anticyklonische Luftbewegung an den Küsten des Festlandes und schwache Winde und Windstillen im Innern zu erwarten.

Tasmanien verhält sich wie der südlichste Teil Australiens mit den Modifikationen, die seine höhere Breite mit sich bringt.

Neuseeland scheint das ganze Jahr, den nördlichsten Teil der Nordinsel ausgenommen, südlich von dem subtropischen Gebiete hohen Luftdruckes zu liegen, im Sommer liegt es östlich von dem sekundären Maximum, das sich an der Ostseite des Festlandes bildet. Diese grosse

---

[1]) Das grosse subtropische Barometermaximum des südlichen Grossen Oceans liegt bekanntlich in der Nähe der Westküste Südamerikas.

Inselgruppe gehört also, wie bemerkt den nördlichsten Teil der Nordinsel ausgenommen, schon das ganze Jahr dem Gebiete der Westwinde an, welche durch die Nähe eines Barometermaximums noch verstärkt werden, und so erklären sich, wie jetzt schon bemerkt werden mag, die gleichmässigen und ausserordentlich reichlichen Regenmengen, die auf der Westseite der hohen Gebirge der Südinsel fallen, und die relative Regenarmut der Ostseite, die mit dem Regenreichtum der australischen Ostküste in schroffem Gegensatz steht.

Zur Illustration des Gesagten mögen hier einige Resultate der Barometerbeobachtungen an Küsten- und Inlandstationen für das Jahr und die extremen Monate zusammengestellt werden. Sie reichen allerdings nicht hin, um ein befriedigendes Bild der Luftdruckverteilung zu gewähren.

Mittlerer Luftdruck im Meeresniveau
(auf 45° Breite reduziert).

Ort	Südl. Breite	Jahr	Januar	Juli	Differenz
Somerset	10,8°	756,3	54,5	57,9	3,4
Port Darwin [1]	12,5	57,3	54,9	59,2	4,3
Brisbane	27,5	61,1	58,0	64,1	6,1
Sydney	33,9	61,5	58,9	63,3	5,6
Gabo Island	37,6	61,1	59,0	63,2	4.2
Melbourne	37,8	62,0	59,6	64,4	4,8
Sandhurst	36,8	61,9	58,7	64,3	5,6
Deniliquin	35,5	63,3?	59,4?	70,2?	10,8
Adelaide	34,9	59,5	56,3	61,6	5,3
Perth	32,0	61,0	58,0	64,3	6,3
Alice Springs [2]	23,7	?	?	?	11,0
Hobarttown	42,9	58,4	56,5	59,4	2,9
Auckland	36,9	60,7	60,3	60,3	0,0
Southland	46,3	56,9	56,5	57,5	1,0

[1]) Ich habe angenommen, dass die Schwerekorrektion von —2,0 mm bereits angebracht ist.

[2]) Die Seehöhe von Alice Springs ist zu gross und zu wenig genau bekannt, als dass eine Reduktion möglich wäre.

Die Beobachtungen zu Deniliquin und Alice Springs deuten darauf hin, dass im Innern des Landes im Sommer eine erhebliche Barometerdepression sich einstellt. Im südlichen Teile von Australien stellt sich das Hauptmaximum des Luftdruckes im April ein, ebenso in Tasmanien und auf Neuseeland; ein sekundäres oder auf letztgenannten Inseln das primäre Minimum des Luftdruckes fällt auf den November oder Oktober.

Die vorherrschenden Windrichtungen an den Küsten des Festlandes von Australien entsprechen völlig der oben in allgemeinen Zügen skizzierten Verteilung des Luftdruckes, sie ist cyklonisch im Sommer, anticyklonisch im Winter. Unter Ostküste steht das Mittel von Sydney, und Brisbane, unter Südküste jenes von Melbourne, Portland, Adelaide, Ballarat und Sandhurst.

Häufigkeit der Winde im Sommer in Prozenten:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	7	**27**	16	18	18	6	3	5
Südküste	11	4	8	20	**23**	17	8	9
Westküste (Perth)	0	10	17	15	12	**32**	9	5

An der Nordküste herrscht der NW-Monsun, wie früher dargestellt wurde. Also nordöstliche und östliche Winde an der Ostküste, südöstliche und südliche an der Südküste, südwestliche an der Westküste und nordwestliche an der Nordküste, wie es einer cyklonischen Luftbewegung auf der südlichen Hemisphäre entspricht.

Häufigkeit der Winde im Winter in Prozenten:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	6	8	3	6	15	**20**	**28**	14
Südküste	**24**	15	7	8	11	11	7	17
Westküste	3	**31**	12	9	8	12	8	17

An der Nordküste herrscht der SE-Passat. Wir haben also eine vollkommene Anticyklone.

Tasmanien schliesst sich dem südlichen Australien an, wie folgende Windverteilung zeigt.

Häufigkeit der Winde in Tasmanien:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Sommer	9	12	8	**20**	7	15	17	12
Winter	14	8	5	6	6	15	19	**27**

Auf Neuseeland ist die jährliche Periode der vorherrschenden Winde weniger gut ausgeprägt, und die zwei Hauptwinde SW und NE halten sich ziemlich das Gleichgewicht das Jahr hindurch, doch ist eine Zunahme des NE im Sommer- und des SW im Winterhalbjahr nicht zu verkennen. An den Küsten des Festlandes ist aber die jährliche Periode der Windrichtung sehr ausgesprochen, wie folgende Zahlen ersichtlich machen:

Aenderung vom Winter zum Sommer (Prozente):

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	1	19	13	12	3	— 14	— 25	— 9
Südküste	— 13	— 11	1	12	12	6	1	— 8

An der Westküste nehmen die SE-, S- und SW-Winde um 20% zu, die NW-, N- und NE-Winde um 58% ab.

Nach den Beobachtungen Stuarts herrschte im Innern Australiens im Winter 1860 zwischen 19 und 29° S. Br. der SE-Passat ganz ausgesprochen (Supan).

Temperaturverhältnisse. Die folgenden Tabellen enthalten eine grössere Anzahl von Temperaturmitteln für Australien und die anliegenden grossen Inseln. Sie sind fast durchgängig von mir neu berechnet[1]).

Temperaturmittel für Australien, Neuseeland, Tasmanien.

Ort und Jahre	S. Breite	E. Länge	Seehöhe	Entfernung v. d. E-Küste km	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
				Queensland					
Kap Moreton (9) .	27° 2′	153° 29′	98	0	24,6	21,5	14,8	21,0	20,4
Brisbane (9) . . .	27 27	153 2	40	16	25,1	20,7	13,7	20,8	20,0
Toowoomba (7) . .	27 34	152 10	624	130	21,5	16,0	8,4	16,3	15,6
Warwick (7) . . .	28 12	152 16	463	145	21,8	16,8	8,7	16,8	16,1
Thargomindah (2) .	28 0	143 0	140	1030	28,6	21,0	10,8	23,8	21,4

[1]) Die Mittel für Queensland sind aus Maximum-Minimum 9h 9h abgeleitet bis auf Thargomindah, mit welcher Station die Mittel der täglichen Extreme beginnen. Die Mittel für Victoria sind genäherte wahre Mittel, die für Südaustralien wieder Maximum-Minimum 9h 9h, Kap Northumberland und Kap Borda dreistündige (also 8mal täglich), alle übrigen sind wieder Mittel der täglichen Extreme.

Ort und Jahre	S. Breite	E. Länge	Seehöhe	Entfernung v. d. E-Küste km	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
			Neusüdwales						
Richmond River (4)	28° 50′	153° 0′	20	45	25,4	20,4	12,1	21,2	19,7
Grafton (8½) . .	29 43	152 56	10	35	25,3	20,8	13,2	20,7	20,1
Inverell (5) . . .	29 48	151 10	590	200	24,6	16,7	7,6	16,8	16,1
Armidale (10) . .	30 24	151 46	1000	130	20,7	13,5	6,3	14,1	13,6
Narrabri (9) . . .	30 20	149 46	230	320	29,1	20,3	10,3	21,3	20,3
Wolgett(u.Gilgon)(4)	30 6	148 12	180	480	30,5	20,1	12,1	21,4	20,5
Ft. Bourke (6½) .	30 3	145 48	140	630	29,5	20,3	10,8	21,2	20,3
Port Maquarie (20)	31 25	152 54	16	3	22,8	18,7	12,1	17,6	17,8
New Castle (11) . .	32 55	151 50	36	0	22,6	18,9	12,2	18,1	17,9
Sydney (17) . . .	33 51	151 11	47	0	21,8	18,1	11,2	17,5	17,1
Wollongong (8½) .	34 25	150 56	—	0	21,7	17,5	11,3	17,1	16,8
C. S. George (9) .	35 12	150 45	52	0	21,7	17,6	11,1	16,2	16,6
Bodalla (4½) . .	36 4	149 59	38	10	20,8	16,8	9,2	14,6	15,3
Twofoldbai (10) .	37 0	149 59	33	0	20,4	16,8	10,4	15,4	15,7
Gunedah (2½) . .	31 1	150 15	280	250	28,2	19,9	11,6	19,1	19,3
Scone (5)	32 4	150 53	210	125	25,4	16,5	8,6	17,1	16,7
Panjee (2)	32 5	146 52	—	450	29,7	17,3	8,2	17,7	17,7
Muswellbrook (7½)	32 17	150 53	145	95	26,7	18,6	10,3	19,0	18,6
Dubbo (6)	32 18	148 35	—	290	25,7	17,7	9,1	17,7	17,6
Mudgee (7) . . .	32 35	149 35	460	190	25,5	17,3	8,7	16,2	16.9
Windsor (14) . . .	33 36	150 50	20	50	22,6	17,2	9,4	17,6	16,5
Mt. Victoria . . .	33 36	150 15	1064	100	18,1	11,6	3,6	12,4	11,2
Bathurst (13) . . .	33 24	149 37	670	150	22,2	13,8	5,6	13,9	13,8
Forbes (6½) . . .	33 27	148 5	340	280	26,0	17,2	8,0	16.7	16.7
Goulbourn (13) . .	34 45	149 45	650	90	21,0	13,8	5,9	14,1	13,5
Queanbeyan (6) . .	35 20	149 15	—	100	23,0	14,4	6,0	15,6	14,6
Cooma (9) . . .	36 12	149 9	800	80	19,0	11,9	4,1	12,6	12,0
Kiandra (5) . . .	35 52	148 32	1360	140	14,3	7,2	0,6	6,9	7,3
Young (8)	34 18	148 21	—	220	23,9	15,7	7,1	15,4	15,4
Wagga Wagga (6) .	35 8	147 24	—	260	25,1	15,9	7,2	16,5	15,9
Albury (9) . . .	36 6	147 0	170	280	24,3	16,5	6,9	14,8	15,3
Urana (7)	35 20	146 20	122	350	26,1	17,3	8,3	18,7	17,1
Deniliquin (13) . .	35 32	145 2	125	460	24,3	16,6	7,8	15,8	15,9
Euston (3) . . .	34 32	142 51	—	680	28,4	18,8	10,0	19,1	18,2
Wenthworth (7) . .	34 8	142 0	45	770	26,7	17,9	10,3	18.5	18.0

Ort und Jahre	S. Breite	E. Länge	Seehöhe	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
Victoria								
Gabo Island	37°35′	149°55′	12	18,5*	16,4	10,5	13,8	14,7
Melbourne (23) . . .	37 50	144 59	28	19,1	14,8	8,7	13,8	14,1
Kap Otway	38 54	143 31	90	16,2*	14,0	9,6	11,7	12,8
Portland	38 20	141 35	10	19,2	16,8	11,7	15,3	15,7
Port Albert	38 38	146 41	10	18,5	13,6	8,3	12,9	13,6
Camperdown . . .	38 14	143 9	235	17,3	12,6	7,6	12,4	12,6
Ballarat (22) . . .	37 34	143 49	440	18,5	12,8	6,2	12,1	12,4
Castlemaine	37 4	144 14	300	19,9	13,3	6,2	13,9	13,4
Heathcote	36 55	144 42	240	21,3	14,1	6,9	14,4	14,1
Sandhurst	36 47	144 17	240	21,8	15,2	7,7	14,2	14,7
Moama (Echuca) . .	36 5	144 50	100	25,8	18,1	9,3	16,3	16,9
Südaustralien								
Kap Northumberld. (2)	38 5	140 40	40	15,8	14,3	9,8	12,5	12,9
Mt. Gambier (2) . .	37 50	140 50	—	18,1	15,2	9,3	13,1	13,7
Kap Borda (2) . . .	35 45	135 35	155	17,9	15,4	10,6	13,2	14,0
Eucla (2)	31 45	128 59	2	21,2	18,5	12,4	17,4	17,2
Adelaide (10) . . .	34 53	138 39	40	23,2	18,1	10,8	16,9	17,3
Alice Springs (2) . .	23 41	133 37	560	31,8	19,9	13,2	21,2	21,1
Westaustralien								
Albany (King George-Sund) (2)	35 2	117 54	10	19,8*	16,2	11,9	13,6	15,1
Bunbury (2)	33 19	115 39	6	21,9	16,8	12,4	15,3	16,5
Rottnest Isl. (11 red.)	32 0	115 33	7	22,6*	19,4	15,3	17,1	18,6
Perth (11)	31 57	115 52	15	24,1	18,7	13,5	17,3	18,3
York (11 red.) . . .	31 53	116 47	180	24,8	17,3	11,0	16,9	17,4
Geraldton (2) . . .	28 47	114 36	0	24,4	19,8	14,8	17,5	19,3
Neuseeland und Tasmanien								
Mongonui (10) . . .	35 1	173 28	20	20,6*	17,5	11,8*	14,8	16,1
Auckland (14) . . .	36 50	174 51	80	19,9	16,5	11,0	14,3	15,3
Taranaki (8)	39 4	174 5	10	18,7	15,2	10,4	13,2	14,2
Napier (10)	39 29	176 55	2	19,2	14,7	9,9	14,6	14,6
Wellington (8) . . .	41 16	174 47	40	17,3	13,9	9,1	12,4	13,1
Hokitika (9½) . . .	42 42	170 59	3	15,7*	12,6	7,2	11,1	11,6
Christchurch (11½) .	42 33	172 39	6	16,9	11,9	6,1	11,8	11,5
Dunedin (11) . . .	45 52	170 31	150	14,4*	11,1	5,9	10,7	10,4
Southland (8) . . .	46 17	168 20	10	14,7*	10,1	5,3	10,4	10,2
Goose u. Swans Isl. (10)	40 30	148 0	20	18,3	15,0	10,2	13,1	14,1
Hobarttown (Stadt) (5)	42 52	147 27	10	17,3	13,4	8,8	12,7	13,1
„ (Ross Bank) (14)	42 52	147 27	30	16,2	11,9	6,8	11,4	11,7

An der Ostküste nimmt die Temperatur südlich von 29° S. Br. anfänglich wie mit einem Sprung ab, bleibt sich dann zwischen 31 und 35° ziemlich gleich, um von da an wieder rascher abzunehmen. Landeinwärts nimmt die Sommertemperatur sehr bedeutend zu, in höherem Masse, als die Wintertemperatur abnimmt, das Jahresmittel ist deshalb im Innern (für gleiche Seehöhen) grösser als an der Küste[1]). Um den 30. Breitegrad herum erhebt sich die Januartemperatur im Innern auf 29—30° bei circa 150 m Seehöhe. Weiter im Westen und unter dem Wendekreis hat Alice Springs trotz 560 m Seehöhe eine Januartemperatur von 31,8°, was im Meeresniveau mindestens 34° geben würde. Man sieht daraus, dass das Innere Australiens im Sommer ein bedeutender Wärmeherd ist, der bedeutendste, der sich auf der südlichen Hemisphäre vorfinden dürfte. Noch unter 34—35° Br. treffen wir Jahresmittel von 26—28° C. Die Wintertemperaturen des Innern sind nur um 3—4° niedriger als die an der Küste unter gleichen Breiten.

Wir sind durch die neu berechneten Mittel nun auch in der Lage, die Temperatur der Westküste von Australien mit jener an der Ostküste vergleichen zu können. In Südafrika haben wir die Ostküste sehr erheblich wärmer gefunden als die Westküste; in Südamerika ist dies, wie wir sehen werden, gleichfalls in hohem Grade der Fall.

Westküste:	S. Br.	Temp.	Ostküste:	S. Br.	Temp.
Bunbury .	33,3°	16,5°	New Castle u. Sydney	33,1°	17,5°
Perth . .	32.0°	18.3°	Port Maquarie . . .	31,4°	17,8°
Geraldton	28,8°	19,3°	Richmond River . .	28,8°	19,7°

[1]) 5—6jährige korrespondierende Beobachtungen zu Windsor, Mt. Victoria und Bathurst ergeben folgende Mittelwerte der Temperaturabnahme mit der Höhe pro 100 m:

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
Mt. Victoria-Bathurst	0,36	0,34	0,18	0,21	0,27
Mt. Victoria-Windsor	0,44	0,52	0,55	0,50	0,50

Der Höhenunterschied Mt. Victoria-Bathurst ist kaum 400 m, daher haben die ersteren Werte wenig Gewicht. Der jährliche Gang wird durch die Zunahme der Sommerwärme und Winterkälte gegen das Innere bestimmt, da Mt. Victoria gerade mittewegs zwischen Windsor-Bathurst liegt. Bodalla, Albury, Cooma, Kiandra in den südlichen australischen Alpen geben eine mittlere Wärmeabnahme mit der Höhe von 0.51 pro 100 m.

Es ist also nur der südlichste Teil der Westküste etwas kühler als die Ostküste unter gleicher Breite, von 32° Breite an haben Westküste und Ostküste die gleiche Temperatur. Dadurch unterscheidet sich Australien wesentlich von den beiden anderen Kontinenten der südlichen Hemisphäre. Wir dürfen daraus schliessen, dass an der Westküste Australiens die kühle Meeresströmung fehlt, welche die Temperatur der Westküste von Afrika und Südamerika so stark erniedrigt. Dafür spricht auch der Vergleich der Jahrestemperatur von Rottnest Island mit jener von Perth in gleicher Breite. Die Insel ist um 0,3° wärmer als die Landstation, es kann also an dieser Küste kein kalter Meeresstrom hinauflaufen. Die Wind and Currents Charts der britischen Admiralität geben zwar an dieser Küste Meeresströmungen aus SE an bis gegen den Wendekreis hinauf, ihre Temperatur kann aber nach dem Gesagten keine niedrige sein und sie können deshalb nicht aus höheren Breiten herkommen. Da an der Ostküste Australiens ein Hauptzweig der warmen Aequatorialströmung des südlichen Grossen Oceans hinabfliesst, so ist diese Gleichheit der Luftwärme an der Ost- und Westküste um so beweiskräftiger dafür. Mit diesem Fehlen einer abkühlenden Meeresströmung an der australischen Westküste korrespondiert auch der relativ reichliche Fall von Winterregen an dieser Küste, während bekanntlich die abgekühlten Westküsten von Südafrika und Südamerika unter gleichen Breiten nahezu oder ganz regenlos sind.

An den Küsten Australiens ist die jährliche Wärmeschwankung gering und es beträgt der Wärmeunterschied der extremen Monate ziemlich gleichförmig 8—10°. Im Innern dagegen ist die jährliche Temperaturänderung viel grösser und erhebt sich auf 18—19°. Ebenso verhält es sich mit den Tagesschwankungen der Temperatur. In Brisbane beträgt die mittlere tägliche Amplitude 11,8°, im trockenen Monat August erhebt sie sich bis 14,2°, im nassen Februar sinkt sie auf 9,9° herab. Zu Sydney ist das Mittel 7,9° und zwar ziemlich gleichmässig das ganze Jahr hindurch. In Melbourne an der Südküste ist die

mittlere Differenz der täglichen Extreme 10°, im Sommer 12,2°, im Winter 7,2°; zu Adelaide 11,4°, im Sommer 14°, im Winter 8,5°; zu Perth endlich im Mittel 11,1°, im Sommer 13,3°, im Winter 9,0°.

Im Innern des Landes erhebt sich dagegen die tägliche Wärmeschwankung zu den extremsten Grössen, welche in Niederungen wohl überhaupt vorkommen. Schon in Bathurst beträgt das Mittel 17,2° mit zwei Maximis von 19,6° im Oktober und April, zu Deniliquin 18,6° und erreicht in den extremsten Monaten 20,6°. Im Sommer beträgt die mittlere Nachmittagstemperatur zu Deniliquin (35½° S. Br.) 30,8°, die mittlere tiefste Morgentemperatur 11,9°, was, mit unseren Verhältnissen in Mitteleuropa verglichen, einem mittleren täglichen Temperatursprung von den durchschnittlichen Extremen der höchsten Sommerwärme auf die Nachttemperatur des Mai oder September entspricht. Im Winter entspricht die tägliche Wärmeänderung jener von der mittleren Nachttemperatur des Dezember in Wien zur mittleren Nachmittagswärme des April oder Oktober (von — 2,1 auf 15,6°). Noch weiter im Innern sind nach den Berichten der Reisenden die täglichen Wärmeänderungen noch viel extremer. Mitchell erlebte im Juni öfter tägliche Temperaturschwankungen von 30° und darüber, Stuart beobachtete am 25. Oktober nachmittags 43,3° und 3,3° am folgenden Morgen (etwa unter 31° S. Br., 141° E. L.). Zu Alice Springs (unter dem Wendekreis in 560 m Seehöhe) war (1879) die mittlere höchste Nachmittagstemperatur im Dezember und Januar 39,6°, das mittlere Morgenminimum 22,1°, im November 36,8° und 16,7°, im Jahresmittel beträgt die tägliche Schwankung 17,1°.

Recht auffallend tritt der extreme Charakter der Wärmeschwankungen im Innern Australiens hervor in den mittleren Jahresextremen, die wir deshalb in einer Tabelle übersichtlich zusammengestellt haben.

An der ganzen Ostküste vom 27.° bis 37.° S. Br. bleiben die mittleren Winterminima 2—3° über dem Gefrierpunkt, die Sommermaxima liegen zwischen 33 und 39°. Auffallenderweise haben die nördlicher ge-

Mittlere Jahresextreme der Temperatur in Australien und Neuseeland.

Kap Moreton . .	35,7	7,6	Goulbourn . . .	39,4	−6,0
Brisbane	38,7	2,3	Queanbeyan . .	39,6	−4,0
Toowoomba . .	36,4	−2,9	Cooma	38,9	−8,8
Thargomindah . .	43,4	2,1	Kiandra	33,7	−17,5
Grafton	43,1	−0,8	Young	40,9	−3,5
Inverell	37,9	−4,9	Wagga Wagga . .	41,1	−3,5
Armidale . . .	34,0	−6,8	Albury	44,4	−4,7
Narrabri	45,3	−1,9	Urana	42,3	−1,8
Wolgett (u.Gilgon)	45,2	−0,9	Deniliquin . . .	45,4	−3,1
Ft. Bourke . . .	45,9	−0,1	Euston	48,3	−3,5
			Wenthworth . .	46,2	−0,8
Port Maquarie . .	32,4	2,6			
New Castle . . .	39,2	2,7	Melbourne . . .	41,3	−1,1
Sydney	37,8	3,8	Ballarat	40,2	−2,3
Wollongong . .	33,9	3,9	Heathcote . . .	42,0	−3,1
C. S. George . .	36,6	3,7	Sandhurst . . .	42,3	(−0,5)
Eden (Twofoldbai)	33,4	3,2	Echuca	47,0	−2,8
Scone	40,8	−3,1	Adelaide	43,9	2,1
Muswellbrook . .	44,2	−3,3	Eucla (2) . . .	45,7	−0,4
Dubbo	40,8	−1,0	Alice Springs (2)	46,7	−2,2
Mudgee	40,9	−2,7	Perth	41,5	2,7
Windsor	43,6	−2,9	Auckland . . .	31,4	0,7
Mt. Victoria . .	37,4	−3,4	Christchurch . .	31,2	−3,8
Bathurst	40,4	−6,8	Hokitika	24,0	−2,0
Forbes	40,7	−2,7	Dunedin	29,3	−1,2
			Southland . . .	28,8	−6,6

legenen Stationen tiefere Minima, was wohl nur dadurch zu erklären ist, dass dort an der Grenze der Tropenzone die Wintermonate heiter sind, und die Wärmeausstrahlung dadurch begünstigt wird. Im Innern sinkt die Temperatur im Winter überall unter den Gefrierpunkt, auf —3 bis —5°, dagegen erheben sich die mittleren Sommermaxima auf 45 und 46°. Die wahre durchschnittliche jährliche Wärmeänderung beträgt an der Ostküste 33° C., im Innern unter gleicher Breite 46° und erhebt sich örtlich bis auf 50°; dasselbe ist der Fall in den australischen Alpen (Kiandra 51,2°). Bemerkenswert sind

die Minima unter dem Gefrierpunkt schon in so niedrigen Breiten, die hier ein Effekt der Wärmeausstrahlung sind (nicht wie an der Ostseite Asiens und Nordamerikas unter dem Einfluss kalter Winde aus hohen Breiten entstehen). In den abnormen Temperaturextremen Australiens bei nicht extremen mittleren Temperaturen darf man wohl einen Effekt der grösseren jährlichen Variation der Sonnenstrahlung und der Wärmeausstrahlung erblicken.

Die höchsten Temperaturen, welche ich in den gedruckten Beobachtungsresultaten der letzten 10 Jahre in New South Wales gefunden habe, sind 49,7° zu Ft. Bourke und 51,4° zu Euston, beide im Innern des Landes. Zu Wolgett sollen im Dezember 1876 auch 51° C. beobachtet worden sein. Im allgemeinen sind die Temperaturmaxima von 45—48° nicht selten. Die Reisenden in das Innere berichten uns von noch höheren Hitzegraden: Stuart beobachtete einmal 54° im Schatten und ein andermal (21. Januar 1845) sogar 55° (im Winter sank jedoch die Temperatur bis auf —4,4° herab). Der Boden war so erhitzt, dass zufällig fallengelassene Zündhölzchen sich sogleich entzündeten.

Zu Sydney war das absolute Maximum seit 1856 40,7° (Min. 2,7°), zu Melbourne innerhalb 23 Jahren 44,0° (Min. —2,8°), zu Ballarat in 22 Jahren 45,6° (Min. —5,6°), zu Sandhurst in 22 Jahren 47,5° (Min. — 2,5°), selbst an den Küsten zu Kap Otway und Portland 42,7°; zu Adelaide in 24 Jahren 46,8° (und 0,0°), zu Perth in 11 Jahren 44,4° (und —0,6°). In Bezug auf die absoluten Wärmeextreme kann sich demnach Australien vollkommen mit den Wüsten der Alten Welt, mit Innerafrika, Mesopotamien und dem Pandschab messen, und dies ist um so bemerkenswerter, weil die entsprechenden Mitteltemperaturen nicht hoch sind, sondern im südlichen Victoria z. B. den Sommertemperaturen Mitteleuropas entsprechen und erst am Murray jenen von Mittelitalien gleichkommen; trotzdem übertreffen die Maxima jene von Kairo, während die Sommerminima wieder mit denen Mitteldeutschlands korrespondieren. Daraus resultiert natürlich eine grosse Veränderlichkeit der Temperatur namentlich an der Süd-

küste. Folgende Zahlen geben eine Vorstellung von der Grösse der mittleren Monatsschwankungen der Wärme:

	Sommer	Winter	Jahr
Brisbane	20,0°	22,9°	21,8°
Sydney	19,7	16,3	18,2
Melbourne . . .	29,1	17,2	23,5
Heathcote . . .	32,8	19,5	26,8
Adelaide	31,4	18,2	22,8
Perth	26,7	18,9	23,2

Das Klima des südlichen Teiles von Australien reiht sich demnach den in Bezug auf Temperatur veränderlichsten Klimaten an, und die schroffen Wärmewechsel kommen namentlich im Sommer vor [1]). Auf S. 504 ist eine Tabelle der Häufigkeit grösserer Temperaturänderungen von einem Tag zum anderen gegeben, welche auch für Australien Gültigkeit hat.

Dass es namentlich die Hitzeextreme sind, welche die grossen Temperaturschwankungen bedingen, ergibt sich aus den Abweichungen der mittleren Monatsmaxima und Minima von der mittleren Temperatur des entsprechenden Monats. Es erheben sich in der Kolonie Victoria die Monatsmaxima von November bis März um 18° (im Januar sogar um 20°) über die Monatmittel, die Minima sinken aber nur um 14° darunter herab (für Wien, das nahe gleiche Mittelwärme hat, sind die entsprechenden Grössen bloss +11° und —10°), im Winter dagegen weichen beide Extreme um den gleichen Betrag vom Mittelwert ab.

Die ausserordentlichen zeitweiligen Erwärmungen werden durch die „heissen Winde" hervorgebracht, denen fast die ganze Küstenregion Australiens ausgesetzt ist, weitaus im höchsten Masse aber die Südküste. Hier sind es Nordwinde, welche diese Gluttemperaturen bringen, welche den Chamsin Aegyptens an Intensität übertreffen. Nach einer sorgfältigen Zusammenstellung Neumayers gibt es in Melbourne von Oktober bis März jährlich etwa 19 solcher heissen Nordwinde, welche die Temperatur

[1]) Die Veränderlichkeit der Monatstemperaturen dagegen ist gering und der niedrigen Breite entsprechend, aber die mittlere Temperatur der Sommermonate unterliegt viel grösseren Schwankungen von einem Jahr zum anderen, als die der Wintermonate.

durchschnittlich um 14,7° über die Mitteltemperatur erhöhen und die relative Feuchtigkeit auf 24,6 % erniedrigen; das Barometer steht dabei etwa 7 mm unter dem Mittel. Häufig sinkt die relative Feuchtigkeit bis auf 12—10 % herab [1]), während die Lufttemperatur 40—44° erreicht, nach Umspringen des Windes jedoch plötzlich um 10—17° fällt. Von den heissen Winden am 21. und 22. Januar 1860 bemerkt Neumayer, „die Aepfel an den Bäumen seien buchstäblich gebraten worden, wo sie dem Nordwinde ausgesetzt waren". Die Bodentemperatur erreichte am 21. 55°, die Luftwärme 43,9°, zu Adelaide noch um einige Grade mehr.

Einer der heissesten Tage war der 6. Februar 1851 (Maximum 3^h nachmittags 43,3°), der in der Erinnerung der Kolonie als der „schwarze Donnerstag" fortlebt. Ausgedehnte Buschbrände, überhaupt die Geissel des Innern von Australien, zerstörten an diesem Tage zahlreiche Pflanzungen und selbst viele Menschenleben fielen denselben zum Opfer. Der Wind kam von NNW und um 10^h vormittags stellte sich ein dicker finsterer Nebel ein, so dass die Sonne bis zum Abend kaum auf einige Minuten sichtbar wurde.

Die heissen Nordwinde sind in Melbourne stets von Staub und negativer Luftelektricität begleitet. Die oft rasch folgende Drehung des Windes nach SW bringt plötzliche Abkühlung, hohe Feuchtigkeit, heftige Gewitterregengüsse und steigendes Barometer.

In Sydney kommen die heissen Winde aus NW über die Blauen Berge herüber, sie treten aber hier weniger intensiv auf wie an der Südküste, sei es, dass der breite Gebirgszug im Westen die Küste dagegen einigermassen schützt, sei es, was mir wahrscheinlicher, dass die Barometerminima, welche den NW erzeugen, in diesen Breiten weniger tief sind. Russell gibt folgende Beschreibung des Auftretens der heissen Winde an der Ostküste.

---

[1]) Am 23. Dezember 1857 wurden folgende Beobachtungen an Daniels Taupunkthygrometer gemacht:

9½h a. m.	Lufttemp. 34,7	Taupunkt 10,3	rel. Feuchtigkeit 23 %
3½h p. m.	„ 41,8	„ 6,1	„ „ 12 %

Die heissen Winde bilden einen Charakterzug des Klimas von Australien. Am intensivsten treten sie auf von November bis Januar, zuweilen schon im Oktober und noch im Februar. Durchschnittlich kommen auf das Jahr 3—4 Besuche dieses unliebsamen Gastes, und wohl nie mehr als 7—8. Ihre Wärmewirkung macht sich aber oft fühlbar, selbst wenn sie nicht bis zur Erdoberfläche herabreichen, und ein starkes Steigen der Temperatur zu Sydney tritt selten ein, ohne die unverkennbare Anwesenheit des heissen Windes in der Höhe.

Diese Winde gehören zu den unangenehmsten Witterungserscheinungen, die man in Australien kennt, doch sind sie gewiss nicht ungesund. Ihre Haupteigenschaft ist trockene Hitze. Für die Vegetation ist dieselbe aber immer schädlich, oft verderblich, das Laub kräuselt sich und verdorrt, wie von Frost getötet. Im Dezember 1828 zerstörte ein heisser Wind am Hunter River auf eine Strecke von 30 Miles allen Weizen.

Die Temperatur hält sich während eines heissen Windes zwischen den Grenzen von 27 und 43° C., erreicht jedoch selten 38°. Im Inland jedoch ist die Hitze viel grösser.

Es gibt kaum ein Mittel, sich gegen die Hitze dieser Winde zu schützen. Zum Glück für Sydney sind sie daselbst selten dank den Blauen Bergen, welche sie von der Küste abhalten und ihnen nur in der Höhe den Weg frei lassen. In den meisten Fällen sieht man zu Sydney nur die kleinen Cumuluswolken, die sich über der Seebrise (aus E) bilden und nach SE ziehen, doch wenn der kühle NE fehlt, so findet der heisse Wind bald seinen Weg zur Oberfläche entweder mit einem heftigen Stoss oder als ein allmähliches Anwachsen des leichten westlichen Windes.

Dem Eintreten eines heissen Windes gehen regelmässig einige Tage schönen Wetters voraus, helle und sonnige Tage mit der kühlen angenehmen Seebrise; das Barometer fällt allmählich, die Tage werden heisser und der Himmel klärt sich von Wolken, doch wird er voll weissen Dunstes, die Seebrise bleibt allmählich aus und schliesslich an einem hellen schwülen Morgen kommt der NW aus der Höhe herab. Er tritt im allgemeinen vormittags ein und hält den ganzen Tag an, gefolgt von einer kühlen Nacht mit leichten südlichen oder östlichen Winden, doch, wenn dies der Fall, kommt er am nächsten Tag wieder und kann selbst zwei Tage nacheinander wiederkehren, aber in der grössten Mehrzahl der Fälle wird er am Nachmittag des ersten Tages schon abgelöst durch einen plötzlichen Gewittersturm (Burster); wenn dies der Fall ist, zeigt es sich schon am Morgen durch den rapiden Fall des Barometers. Wenn der Gewittersturm kommt, bringt er eine angenehme Abkühlung, ich habe die Temperatur um 12° C. in 15 Minuten fallen sehen, d. i. von 41,6° auf 29,4°, und in allen Fällen sinkt die Temperatur ungemein rasch.

Zuweilen kommt der heisse Wind plötzlich, wie er ist, und verdrängt die Seebrise auf eine oder zwei Stunden, dann geht er

ebenso rasch, wie er angekommen, und dies kann zu jeder Stunde des Tages oder der Nacht eintreten.

Die heissen Winde machen sich oft gleichzeitig in der ganzen Kolonie fühlbar. Es ist ein Fall bekannt, wo man den heissen Wind 60 Meilen von Sydney draussen in der See verspürt hat.

Die Regenverhältnisse. Die jährliche Periode des Regenfalls in Australien gleicht völlig jener von Südafrika unter ähnlichen Breiten. Die ganze Ostküste hat Spätsommerregen, deren Maximum auf die Monate Februar und März fällt; im südlichsten Teil der Küste tritt noch ein zweites Maximum im Mai auf. Von den tropischen Regen der N- und NE-Küste unterscheiden sich die Regen südlich vom Wendekreis nur dadurch, dass die Monate Dezember und Januar viel trockener sind, der Winter dagegen regenreicher, die geringste Regenmenge haben August oder September (mit 5 % der Jahressumme). Die Kolonie Victoria hat (ähnlich wie die Südküste von Afrika, als Uebergangsgebiet) Frühling- und Herbstregen, der trockenste Monat ist der Januar; weiter nach Westen, jenseits des 145.° E. L. beginnen schon die Winterregen, welche der Kolonie Südaustralien bis zum 34. Breitegrad hinauf eigentümlich sind, der Sommer ist hier sehr regenarm. Weiter landeinwärts aber unter 32° S. Br. wiegen zwar auch noch die Winterregen vor, aber im Januar fallen relativ reichliche Regen, welche wohl als die Ausläufer der tropischen Sommerregen der Nordküste betrachtet werden müssen. Westaustralien dagegen hat unter 32°, wenigstens an der Küste, typische Winterregen und einen regenlosen Sommer.

Die Nordinsel von Neuseeland hat vorherrschende Winterregen im Gegensatz zur benachbarten Ostküste Australiens, aber keineswegs einen regenarmen Sommer; die Südinsel hat fast gleichmässig über das Jahr verteilten Regenfall mit einer merklichen Steigerung desselben im Mai und August. Tasmanien hat eine ähnliche Regenverteilung, nur ist der Dezember auffallend regenreich, was vielleicht in der Kürze einiger der in Rechnung gezogenen Beobachtungsreihen begründet ist. Die trockensten Monate sind Februar und März.

Jährliche Verteilung des Regenfalls auf dem Kontinent von Australien, auf Neuseeland und Tasmanien.

	Tropen		Gemässigte Zone						
			Queensland und New South Wales						
	Nordküste	Queensld. (Ostseite)	Ostküste			Inneres			
Breite	13° S.	23°	29,7°	33,8°	36,4°	32,8°	32,1°	35,2°	35,1°
Stationen	3	3	4	5	4	6	7	5	3
Entfernung von d. Küste	—	—	—	—	—	190	570	390	100
Dezember	17	10	9	6	6	8	5*	5*	8
Januar	25	17	12	8	6	9	10	6	7*
Februar	22	16	13	12	12	12	14	9	11
März	19	20	12	10	10	7	11	9	8
April	8	8	10	12	9	6	9	7	6
Mai	2	6	8	10	12	10	8	11	10
Juni	0	5	7	10	8	7	8	11	8
Juli	0	3	6	8	7	7*	6*	7*	6*
August	0	3	6	5	5*	7	6	8	6
September	0	2*	5*	5*	8	10	9	10	9
Oktober	2	4	6	7	8	8	7	9	10
November	5	6	6	7	9	9	7	8	11
Jahr (cm)	161	144	127	113	112	58	43	56	66

Von dem Innern von Australien kennen wir nur die Regenverhältnisse des östlichen Teiles, der Neusüdwales angehört, genauer, und jene längs des Ueberlandtelegraphen, von denen schon die Rede war [1]. Im Innern von Queensland und Neusüdwales herrschen bis zum 33. Breitegrad herab Spätsommerregen wie an der Küste, Dezember und Juli sind die trockensten Monate, im Mai und September erfährt der Regenfall eine Steigerung. Südlicher, unter dem 35. Breitegrad, gegen die Grenze der Kolonie hin, bilden die letztgenannten zwei Monate die Hauptregenzeit, auf der Ostseite der austra-

[1]) Siehe S. 333.

Jährliche Verteilung des Regenfalls auf dem Kontinent von Australien, auf Neuseeland und Tasmanien.

	Kolonie Victoria 37—38° S. Br., 150—144° E. L.	Victoria u. Südaustral.: Küste 36—38° S. Br., 144—139° E. L.	Südaustralien			Westaustralien: Perth 1) 31,9° S. Br., 116° E. L.	Neuseeland		Tasmanien 41,6° S. Br.
			Adelaide- und Gawler Plains, Mt. Lofty Range 35° S. Br., 138½° E. L.	Nördl. Agrikulturdistr. 33—34° 140—138° E. L.	Nördliches Weideland 32° S.Br		Nordinsel 38,3° S. Br.	Südinsel 43,7° S. Br.	
Stationen	5	10	10	7	5	1	6	7	10
Dezbr. .	7	5	4	4*	3*	1*	7	8	10
Januar .	6*	4*	3*	5	15	2	7	8	5
Februar	7	4*	4	5	7	1	8	8	5*
März .	7	5	5	6	11	3	6*	7*	7
April .	9	7	7	7	8	5	7	7	7
Mai . .	10	12	14	12	12	15	9	10	10
Juni .	9	13	13	13	12	21	11	9	9
Juli . .	9	13	14	13	6	20	11	8	12
August	8	12	12	10	5*	13	11	10	9
Septbr.	10	11	10	11	8	10	8	8	9
Oktbr. .	10	8	9	9	7	6	8	9	9
Novbr. .	8	6	5	5	6	3	7	8	8
Jahr cm	71	69	62	53	30	81	121	128	76

lischen Alpen sind die Frühlingsregen vorwiegend. Wir haben also im Norden von Queensland Sommerregen (Monsunregen) mit ganz trockenen Wintern, weiter nach Süden Spätsommerregen mit zunehmendem Regenfall in den übrigen Monaten, diese gehen endlich über in Frühlings- und Herbstregen, welche in der Kolonie Victoria am regelmässigsten auftreten. Dies gilt etwa bis zum 142. Meridian östl. v. Gr. Weiter nach Westen beginnen an der Südküste die Winterregen, denen sich jenseits des 33. Breitegrades noch Januar- und Februarregen beigesellen, bis unter dem Wendekreis etwa die Sommerregen des NW-Monsuns allein auftreten und das Winterhalbjahr regenlos wird.

1) 11jährige Mittel.

Von dem Innern Westaustraliens, wo an der Küste typische Winterregen fallen, kennen wir die Regenverteilung noch nicht.

Die hier kurz skizzierten Verhältnisse finden in den vorstehenden Tabellen ihren scharfen ziffermässigen Ausdruck.

Die Verteilung der jährlichen Regenmenge wird im allgemeinen dadurch charakterisiert, dass der Regenfall überall von den Küsten aus landeinwärts abnimmt. Die grössten Regenmengen fallen an der Nord- und Nordostküste innerhalb des tropischen Gebietes, aber auch die ganze Ostküste hat einen fast ebenso grossen Regenfall, der nur in geringem Masse nach Süden hin bis gegen den 38. Breitegrad abnimmt. Das Innere ist sehr regenarm, am trockensten scheinen die Gegenden vom 30. Breitegrad bis zum Wendekreis zu sein. In der Kolonie Victoria fallen an der Küste 80—100 cm, während in den Ebenen zwischen dem Murray und dem sie begrenzenden Gebirgszug im Süden nur 40—50 cm fallen. Neuseeland gehört zu den regenreichsten Gegenden der Erde, namentlich zeichnet sich die Westküste der Südinsel durch grossen Regenfall aus, während deren Ostküste dagegen ziemlich trocken ist, weil in diesen Breiten die Westwinde schon fast ausschliesslich vorherrschen. Folgende Angaben mögen eine präcisere Vorstellung von den Quantitäten des Regenfalls im gemässigten Australien vermitteln:

Ostküste. Kap Moreton 176, Brisbane 133, Grafton 94, Port Maquarie 172, New Castle 125, Sydney 129, Camden (schon etwas landeinwärts) 91, Wollongong 114, Kap St. George 141, Eden 103, Gabo Island 100.

Inneres von Queensland und Neusüdwales. Warwick 82, Rainworth 66, Thargomindah 41, Narrabri 67, Wolgett 53, Bourke 45, Cowl Cowl (am River Lachlan) 40, Momba, Kilfera, Clare 33. In den Gebirgen zwischen dem Innern und der Küste: Armidale 76, Scone 52, Muswellbrook 53, Dubbo 55, Mudgee 68, Bathurst 64; auf dessen Ostabhängen: Forbes 51, Young 67, Wagga Wagga 59, Albury 68; in den Ebenen im Westen davon südlich von 34° S. Br.: Deniliquin 45, Echuca 42, Euston 30.

Victoria und Südaustralien. Port Albert 68, Kap Otway 94, Portland 82, Melbourne 66, Ballarat 67, Sandhurst 57,

Adelaide 54, Gawler 48, Mt. Lofty 108, Strathalbyn 48, Kapunda 51, Melrose 69, Port Augusta 22. Südküste: Mt. Gambier 81, Kap Northumberland 72, Kap Borda 58.

Westaustralien. Albany (King George-Sund) 81, Bunbury 88, Perth 81, York (90 Kilometer landeinwärts) 40, Geraldton 43.

Nach der Todds Jahresbericht pro 1879 beigegebenen Regenkarte von Südaustralien beginnt das regenarme Gebiet, in welchem nur mehr 25—20 cm Regen fällt, nördlich von 32°, von da bis zum 30. Breitegrad liegt die Zone mit 20—15 cm Regenfall, schon etwas nördlich vom 30. Breitegrad beginnt das trockenste Gebiet und erstreckt sich zum 28. Breitegrad, hier fallen nur 15 bis 13 cm jährlich, die Regenmenge nimmt dabei von Ost nach West hin ab; zwischen 28 und 27° fallen wieder 15—18 cm, und zwischen 27 und 26° Breite schon 18—20 cm; von da an steigert sich die Regenmenge fortwährend bis zu dem reichlichen tropischen Regenfall, der nach dieser Karte bei 18° S. Br. beginnt.

Wenn ein fast regenloses Gebiet in Australien überhaupt existiert, so müsste es im östlichen und nördlichen Teile Westaustraliens zu finden sein, denn von allen anderen Teilen Inneraustraliens haben wir nun schon Regenmessungen, welche die Existenz eines regenlosen Gebietes verneinen.

Neuseeland. Nordinsel: Mongonui 143, Auckland 116, Taranaki 144, Napier 91, Wanganui 103, Wellington 132. Südinsel: Nelson 158, Hokitika 282, Bealey 248, Christchurch 65, Dunedin 85, Queenstown 79, Southland 116.

Tasmanien. Hobarttown 59, Port Arthur 116, Launceston 81. Goose Island und Swans Island 55.

Die jährliche Zahl der Regentage beträgt an der Ostküste 123 im Mittel, im Innern von Neusüdwales nördlich von 32° Br. dagegen nur 39, südlicher bis 36° Br. hinab gibt es etwa 68 Regentage.

Die Ostküste zeichnet sich aus durch zeitweilige ungeheure Regenfluten; selbst im Mittel beträgt die grösste jährlich einmal zu erwartende Regenmenge an einem Tage zu Port Maquarie 127, New Castle 111, Wollongong 132, Kap St. George 100, Eden 121 mm; die Maxima einer 10jährigen Periode (1870—79) waren: New Castle 284,

Wollongong 280, Eden 267 etc. Zu Port Jackson (South Head) fielen am 15. Oktober 1844 bei SW-Sturm 52 cm in 22½ Stunden, zu New Castle (am 18. März 1871) in 2½ Stunden 269 mm. Wir bemerken hierzu, dass in manchen sehr regenreichen Tropengegenden keine so grossen Wassermassen auf einmal herabfallen, zu Georgetown (Britisch-Guinea) z. B. war die grösste Regenmenge pro Tag innerhalb 11 Jahren 138 mm. Unter solchen Verhältnissen ist es begreiflich, dass die Flüsse der Ostküste zuweilen ganz erstaunliche Wassermassen ins Meer führen. Am 22. März 1806 stieg der Hawkesbury River bei Windsor 29½ m über die untere Wassermarke (nach Jevons), am 23. Juni 1867 erreichte die Wasserhöhe 19,1 m, Fluten bis zu 12 m Wasserhöhe kommen öfter vor.

Der Charakterzug des Regenfalls an der Ostküste und im Innern des Landes besteht darin, dass der Regen plötzlich in heftigen Güssen („torrents") herabstürzt. Jevons gibt folgenden lehrreichen Vergleich zwischen der Intensität der Regenfälle in London und in Sydney (3jähriges Mittel):

	Häufigkeit eines täglichen Regenfalls von				
	0—5	5—13	13—25	25—51	mehr als 51 mm
London	20	55	20	5	0 %
Sydney	15	25	20	20	20 „

Zu Sydney lieferten 60 % der Regentage Regengüsse von 13—150 mm.

Wenn man die oben angeführten absoluten jährlichen Regenmengen im Innern Südaustraliens betrachtet, könnte man zu dem Urteil kommen, dass die Bewässerung doch keine so ganz trostlose sei. Man muss aber auch berücksichtigen, dass bei der Hitze und Lufttrockenheit des Innern diese Regenmengen im Sommerhalbjahr wenigstens ganz ungenügend sind und bloss am Boden verdampfen [1]), und dass ferner die an sich geringe Regen-

[1]) Sir George Kingston sagt von Südaustralien: Im Januar und Februar ist der Boden so heiss, dass ein Regenfall selbst von 13 mm bloss den Staub von den Blättern abwäscht, aber nicht in den Boden eindringt, sondern verdampft, sowie er gefallen ist. Was unter 25 mm bleibt, hat für die Vegetation im Sommer kaum einen Wert.

menge in kurzen Güssen fällt, welche den Boden nicht anhaltend durchfeuchten können. Bei einem durchschnittlichen jährlichen Regenfall von 50—30 cm kommen Regentage, welche 50—60 mm auf einmal liefern, wenigstens einmal jährlich vor, zu Cowl Cowl fiel 2mal 1/4 der ganzen jährlichen Regenmenge und darüber an einem Tag (10 cm und darüber bei einer Jahressumme von 41 cm); zu Ft. Bourke, welches einen jährlichen Regenfall von 45 cm hat, lieferte ein Regentag (im Juni 1874) 186 mm. Würde sich der ganze Regenfall auf den Winter konzentrieren, so würde die Regenmenge wohl für gewisse Kulturen ausreichen, so aber fällt sie verstreut über das ganze Jahr, ja zumeist im Sommer in einzelnen kurzen Ergüssen.

Eine Schattenseite des Klimas von Australien sind dann noch die zeitweise auftretenden grossen Dürreperioden, die sich zuweilen über den grössten Teil des Kontinents erstrecken und ungeheuren Schaden im Viehstand verursachen. Perioden von trockenen Jahren wechseln unregelmässig ab mit Perioden von nassen Jahrgängen. Die beiden grossen Wasserbecken der Blauen Berge, Lake George und Lake Bathurst, die ohne Abfluss sind, trocknen zuweilen ganz aus, dann füllen sie sich wieder und überfluten selbst ihre Ufer.

Ueber die Verhältnisse der Luftfeuchtigkeit und der Bewölkung, welche mit der Regenverteilung ohnehin korrespondieren, können wir uns ganz kurz fassen. Aus dem Innern liegen fast keine vergleichbaren Beobachtungsresultate über die Luftfeuchtigkeit vor. Zu Alice Springs war (1879) das Jahresmittel (9^h 9^h) 49%, November bis Januar 35%, Mai bis Juli 59%. Um Mittag und 3^h nachmittags sank die mittlere Feuchtigkeit in den extremen Monaten auf 28—30% herab. Zu Sandhurst, im nördlichen Teil der Kolonie Victoria, ist das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit 68%, Sommer 53%, Winter 82%. Dies mag für die Lufttrockenheit im Innern einen Beleg abgeben.

So wie die Feuchtigkeit nimmt auch die Bewölkung landeinwärts ab, der Winter ist in den südlicheren Teilen

die trübste, der Sommer die heiterste Jahreszeit (Melbourne: Jahr 6,0, Winter 6,4, Sommer 5,6; Sandhurst: Jahr 4,5, Winter 5,5, Sommer 3,5). An der Küste von Neusüdwales ist die mittlere Bewölkung 50—60%, im Innern bloss 20—30%.

Eine übersichtliche Schilderung der Grundzüge des Klimas der grossen Kolonie Neusüdwales und dessen Abhängigkeit von den orographischen Verhältnissen gibt Russell, Regierungsastronom zu Sydney, in seinem Buche Climate of New South Wales (Sydney 1877). Wir entnehmen demselben im Auszuge das Folgende.

Innerhalb der Kolonie New South Wales kann man alle Klimate finden, von der Kälte von Kiandra, wo das Thermometer zuweilen bis auf —22° C. sinkt und Frost und Schnee Monate hindurch alles in winterlichen Banden hält, und wo in einzelnen Monaten die Schneehöhe 8 Fuss und darüber erreicht, bis zu der mehr als tropischen Hitze und extremen Trockenheit der Ebenen des Inlandes, wo das Thermometer im Sommer oft mehrere Tage hintereinander auf 38—40° C. steigt, bisweilen bei heissen Winden 54° erreicht, und der durchschnittliche Regenfall des Jahres bloss 30—33 cm beträgt, ja zuweilen ein Jahr hindurch ganz fehlt.

Diese grosse meteorologische Provinz hat, obgleich solche Extreme in sich schliessend, doch in ihrem grössten Teile ein sehr gemässigtes Klima und ist vielleicht die gesundeste der Welt. Die Ostküste hat eine durchschnittliche Richtung nach NNE. Längs derselben verläuft ein warmer Meeresstrom nach Süd, dessen mittlere Geschwindigkeit auf 1—2 Miles pro Stunde bestimmt worden ist.

Im allgemeinen parallel mit der Küste, aber in verschiedenen Abständen von 20—120 Miles von derselben, verläuft die wasserscheidende Gebirgskette der Blauen Berge. Ihre Höhe variiert von 500—2100 m, hält sich im allgemeinen jedoch zwischen 600 und 900 m. Der höchste Punkt ist der Mt. Kosciusko, 2230 m in 36° 23′ S. Br. und 148° 19′ E. L., der höchste bekannte Berg Australiens. In geschützten Lagen kann man auf ihm das ganze Jahr hindurch Schnee finden, doch bleibt er weit unter der eigentlichen Schneelinie. Im Winter liegt in einem grossen Teil der ihn umgebenden Bergzüge der Schnee viele Fuss tief, und vieles Vieh ging vordem in diesen Bergen bei Schneestürmen verloren, bevor man die Rauheit ihres Klimas kannte. Die Berge sind im allgemeinen gut bewaldet, aber infolge der Buschfeuer und der heftigen Winde ist der Baumwuchs oft dürftig und einige Piks sind ganz kahl. In den Thälern findet man Ueberfluss an schönem Bauholz.

Von dieser Bergkette wird die Kolonie in zwei grosse

Distrikte geteilt, deren klimatische Charakterzüge sehr verschieden sind.

Auf der Ostseite ist die Abdachung des Landes sehr steil und überall von kleinen Flüssen wohl bewässert. An manchen Stellen gibt es reiche Alluvialebenen zwischen dem Fuss des Gebirges und der See, durch welche sich die beträchtlichsten dieser Flüsse hindurchwinden. Der Lauf derselben ist langsam, und infolge ihres geringen Gefälles sind sie oft nicht imstande, die starken tropischen Regen abzuführen, welche zuweilen im Herbst und Frühling fallen. Am Fusse des Gebirges, zumeist genährt von Giessbächen, treten zuweilen Ueberflutungen ein nach wenigen Stunden Regens, und man hat beobachten können, dass in den ersten Stadien der Flut das Wasser pro Stunde um mehr als 1 m stieg. Einige Male traten in Windsor grosse Fluten ein, ohne eine Spur von Regen daselbst; sie wurden veranlasst durch Gewitterregen im Quellengebiet des Hawkesburyflusses.

Das Klima des östlichen oder Küstendistriktes ist mild und angenehm und nicht der extremen Dürre des Innern unterworfen. Die vorwiegenden Winde sind hier (östliche) See- und (westliche) Landwinde im Sommer, mit West- und Südwinden im Winter. Der Regen kommt von der Seeseite, fast stets von E bis SE; der Süd bringt Regenfluten. Zu Zeiten kommen von da her Regenstürme, bei denen man Regenmengen von mehr als 50 cm in 24 Stunden mehr als einmal schon erlebt hat.

Der durchschnittliche Regenfall auf der östlichen Seite der Wasserscheide war nach den Beobachtungen der letzten 5 Jahre 101 cm an 102 Regentagen, jener der westlichen Stationen bloss 61 cm an 71 Regentagen. Da aber dem letzteren Resultat die Beobachtungen einer grösseren Zahl von Stationen auf der Westseite der Blauen Berge zu Grunde liegen, ist es für die Ebenen selbst sehr zu reduzieren.

Sowohl Sommerhitze als Winterkälte sind im Osten geringer, aber die Sommerhitze fällt trotzdem manchen Personen beschwerlicher, weil die Luft dabei feucht ist; die Seebrise hat vollkommen tropischen Charakter und wohl mehr denn tropische Feuchtigkeit, welche sie von dem warmen Küstenstrom erhält. Im Winter jedoch ist das Klima bemerkenswert mild, und derselbe warme Küstenstrom hilft die Kälte mässigen, sowie die schneidenden Winde, die von W und SW kommen. Er ist es zweifellos, dem wir unsere balsamischen Wintertage verdanken, da zu dieser Jahreszeit seine Temperatur um 3 bis $4^1/_2$ ° C. wärmer ist als die Luft.

Auf der Westseite der Gebirge senkt sich die Oberfläche des Landes langsam von dem Tafellande, dessen Höhe 6—900 m beträgt, zu den grossen Ebenen des Innern, durch welche der Murray, Murrumbidgee, Lachlan und Darling trägen Laufes der See zufliessen. Dieser Teil von Australien hat 120—150 m Seehöhe, und die Ebenen breiten sich gleich einem grossen Ocean Hunderte von Miles nach allen Seiten hin aus.

Nahe dem Gebirge ist die Gegend wohlbewässert und hügelig,

hie und da mit offenen gut begrasten und fruchtbaren Ebenen dazwischen. Baumwuchs ist reichlich und von guter Qualität. Nach Westen hin nehmen die Ebenen zu und die Gegend wird mehr flach, es ist wohlbegrastes Weideland mit wenigen Bäumen und einigen kleinen Wasserläufen. Auf den Ebenen selbst sind Bäume und Wasser sehr selten, und das letztere ist fast durchgehends, die Flüsse ausgenommen, künstlich verwahrt für das Vieh. Der Regenfall ist in diesen immensen Distrikten sehr viel geringer als in dem Küstenlande und nimmt von den Bergen schrittweise ab gegen die Inlandebenen, den trockensten Teil von New South Wales. Der jährliche Regenfall beträgt hier, soweit er sich bestimmen lässt, 25 bis 35 cm, im allgemeinen kann man 33 cm als den wahrscheinlichen mittleren Regenfall für den Darling-Distrikt ansehen. Einige Orte auf dem Hochlande haben einen jährlichen Regenfall von mehr als 100 cm, welche letztere Zahl als der mittlere Betrag desselben auf der ganzen Wasserscheide angenommen werden darf; auf den Ebenen des Innern jedoch vergeht oft ein Jahr und zuweilen mehr ohne jeden Regenfall.

Als eine notwendige Konsequenz hiervon sind die Flüsse relativ klein und gering an Zahl. Nahe an den Bergen sind sie oft viel ansehnlicher als weiter davon weg in ihrem unteren Laufe. Sie alle führen gelegentlich ihr Wasser in den Murray und finden den Ocean zu Port Elliot in Südaustralien. Nicht selten hören manche derselben im Sommer zu fliessen auf, und in Zeiten der Dürre trocknen sie meilenweit aus bis auf einzelne tiefe Wasserlöcher. Dies ist nicht erstaunlich, wenn man die Grösse der Verdunstung in diesem trockenen Klima in Betracht zieht.

Näher dem Gebirge sind auch diese Flüsse Anschwellungen unterworfen, aber bei weitem nicht in dem Masse wie die Küstenflüsse. In sehr nassen Jahren schwellen auch der Murray und der Darling zuweilen an und ihre Stauwasser breiten sich über die Ebenen aus, ein vollständiges Meer seichten Wassers, welches Wochen, zuweilen Monate braucht, um abzufliessen, wie bei der grossen Flut des Murray 1870 und zur Zeit der ersten Erforschung dieser Flüsse im Jahre 1817. Die Regenwinde sind zumeist E und S, sie müssen das Gebirge übersteigen und setzen vorher ihren Wassergehalt zumeist auf der Ostseite ab, so dass sie mit relativ wenig Feuchtigkeit mehr auf der Westseite ankommen. Westwinde bringen einigen Regen, und zuweilen scheint sich die Wirkung der Monsunregen bis in den nordwestlichen Teil der Kolonie zu erstrecken.

Die extreme Trockenheit des Klimas der Ebenen mag nach folgendem beurteilt werden. Im Oktober 1876 wurde von einer verlässlichen Person angegeben, dass an einer Station am Darling durch 30 Monate kein Regen gefallen war, und Mr. L. S. Donaldson, der zu Cowga am Boganfluss 80 Miles ober Gongolgan von 1864—68 meteorologische Beobachtungen anstellte. sagt, dass in diesen 5 Jahren 37 Monate ohne Regen waren. 11 Monate

hatten einen oder zwei gute Regenschauer, es bleiben somit 12 Monate von 60, an welchen genügend Regen war. Der Fluss führte bloss 5mal in 5 Jahren sein Wasser in den Darling, zwei andere leichte Anschwellungen legten bloss einen Teil des Weges zurück.

Man will bemerkt haben, dass die Fluten in den Küstendistrikten gleichzeitig auftreten mit Perioden der Dürre im Innern, doch ist dies keineswegs stets der Fall; während des Jahres 1870 z. B. hatten wir Regen und Ueberschwemmungen an der Küste, welche sich bis ins Innere erstreckten. Die starken Regen kamen hier wie dort mit Ostwinden, es ist darum nicht erstaunlich, dass in manchen Jahren, wenn der Betrag der Feuchtigkeit nicht sehr reichlich ist, derselbe völlig von dem Gebirge absorbiert wird, während in anderen Fällen mit reichlichem Zufluss derselbe das Gebirge überschreiten und auch dem Inland zu gute kommen kann.

Ueber das Klima von Südaustralien, speciell von Adelaide, bemerkt Ch. Todd, der berühmte Erbauer des australischen Ueberlandtelegraphen und Direktor des Observatoriums zu Adelaide.

Hier wie überall ist das Wetter ein dankbarer Stoff für die Konversation, und die Leute, deren Beschäftigungen vom Wetter abhängig sind, werden nimmer müde, über dasselbe zu sprechen, das eine Mal in Lobeserhebungen, das andere Mal in Ausdrücken des Bedauerns. Doch, was einen Fremden aus einem kälteren und feuchteren Klima am meisten in Erstaunen setzen würde, ist die Thatsache, dass sich das Volk hier niemals über Regen beklagt; im Gegenteil, ein nasser Tag wird allgemein mit folgenden Ausdrücken besprochen: „Ein herrlicher Regentag heute, ich hoffe, er ist allgemein," oder „Was für schöne Regen wir haben, sie erstrecken sich hoffentlich nach Norden." Nur diejenigen, welche wissen, was es heisst, Wochen hindurch und in manchen Teilen des Landes durch mehrere Monate unbewölkten Himmel und eine heisse Sonne zu haben, können den wahrhaftigen Luxus des Regens schätzen. Unser Klima, so herrlich es ist, und eine so grosse Zahl von angenehmen Tagen es darbietet, an welchen man den Arbeiten ausser Hause mit voller körperlicher und geistiger Frische obliegen kann, ist ein klein wenig zu trocken, eine Thatsache, welche die Vegetation auf den Ebenen während der Sommerzeit zur Genüge bestätigt. Die Klarheit der Atmosphäre ist zuweilen wundervoll, und infolge der Trockenheit ist die Hitze, ausgenommen zur Zeit eines heissen Windes, selten drückend, wenn man nicht müssig ist. Cricket wird mit dem gewöhnlichen Enthusiasmus vor einem Kranz von Zuschauern gespielt bei einem Thermometerstand von 32—38° C. im Schatten und ich bin 50 (engl.) Meilen im Tag geritten bei einer Temperatur von 43°, ohne viel Unbehagen oder nachteilige Folgen zu verspüren. Die Erklärung davon liegt darin, dass diese Hitzegrade stets von einer

so grossen Lufttrockenheit begleitet sind, dass die Perspiration sogleich eine Erleichterung verschafft. Wenn ein heftiger heisser Wind weht und das Thermometer etwa bei 38° C. steht, so wird das nasse Thermometer bloss 18° zeigen, und darin liegt es, dass man die Hitze unseres Sommers ertragen und die gewöhnlichen Arbeiten ohne Nachteil und mit weniger Unbehagen ausführen kann, als in tropischen und feuchten Klimaten, obgleich dort die Temperatur um 8—10° niedriger sein mag, dagegen mit Wasserdampf gesättigt ist. So ist es zu Port Darwin, im Norden der Kolonie, wo während der Regenzeit des NW-Monsuns das trockene Thermometer bloss 31° zeigt, dagegen das feuchte Thermometer auch 30°. Solch eine Atmosphäre ist weit mehr entnervend als die heisse aber trockene Luft über der Ebene von Adelaide. — Wenn nicht starke nördliche oder östliche Winde wehen, setzt bald nach 10ʰ vormittags die Seebrise ein, streicht lebhaft über die Ebene und mildert die Hitze während der wärmsten Tageszeit.

Ueber den Regenfall in Südaustralien gibt uns Todd in seinem Jahresbericht pro 1879 (Adelaide 1881) folgende Belehrung.

Die tropischen Regen an der Nordküste beginnen im allgemeinen gegen Ende Oktober oder Anfang November und währen bis April, in der übrigen Zeit fällt wenig oder gar kein Regen. Sie erstrecken sich ins Innere nach Süden selbst bis Peak (Lat. 28°), hören aber auf, ergiebig zu sein südlich von Daly Waters (16° 15′ S. Br.). Sie variieren in diesen Gegenden beträchtlich in den verschiedenen Jahren je nach der Kraft und südlichen Erstreckung des NW-Monsuns. In einigen Fällen erstrecken sich heftige Gewitterstürme und Regengüsse nahezu über das ganze Innere, in anderen Jahren wieder erstreckt sich reichlicher Regen nur wenige hundert (engl.) Meilen von der Nordküste landeinwärts, und die ganze Gegend südlich vom Wendekreis bis zum oberen Ende von Spencer's Golf unterliegt einer langen und schweren Dürre. Anderseits erstrecken sich gelegentlich die Winterregen weit in das Innere und erreichen oder überschreiten die Mitte des Kontinents. Dies ist überhaupt dann der Fall, wenn das Centrum einer cyklonischen Störung nördlich von Adelaide von West nach Ost vorübergeht. In den meisten Fällen jedoch gehen diese Barometerminima südlich von Adelaide vorüber, indem sie, im allgemeinen gesprochen, parallel zur Küstenlinie fortschreiten, so dass in der Regel unsere Winterregen spärlich und unsicher werden ungefähr 100 engl. Meilen (161 km) nördlich von Spencer's Golf, und im Norden dieses Golfes nur längs Flinder's Range und in deren unmittelbarer Nähe ergiebig sind. Die Area des geringsten Regenfalls erstreckt sich von der grossen Australischen Bucht bis Port Augusta am oberen Ende von Spencer's Golf, nordwärts bis Lake Torrens und Lake Eyre und ebenso über den Ebenen im Osten von Flinder's Range auf-

wärts bis circa 25° S. Br.; nach Osten und Westen erstreckt sie sich bis zu einer Entfernung von einigen hundert (engl.) Meilen von den Küsten. Ueberall im Süden davon, nur längs Flinder's Range, auch noch nordwärts davon, haben wir gewöhnlich gute Winterregen, aber unsichere Sommerregen — diese letzteren werden häufiger und ergiebiger jenseits der nördlichen Grenze dieser Region, wo sie einen grossen Teil der Jahresmenge bilden. So finden wir, dass zu Angorichina, Warcowie, Kanyaka (circa unter 32° S. Br.) und Outaalpa mit dem geringen jährlichen Regenfall von bloss 28—35 cm mehr als 4 Zehntel dieser Menge in den fünf Sommermonaten in kurzen Gewitterstürmen fallen, so dass bloss 15—18 cm für die sieben Wintermonate erübrigen. Zu Outaalpa, weiter östlich, wo nur 28 cm jährlich fallen, kommen 13 cm auf die 5 Monate November bis März, während zu Clare und Auburn (unter 34° S. Br.), den Centren der nördlichen Ackerbaudistrikte mit einer viel grösseren Regenmenge (63 cm zu Clare), weniger als 1/4 im Sommer und über 3/4 im Winter fallen; und dasselbe Verhältnis herrscht in den südlichen und südöstlichen Teilen der Kolonie. Auf den Ebenen am Murray jedoch, östlich vom Mt. Lofty Range, und längs des Thales des Murray im allgemeinen nimmt der Regenfall ab und sinkt in Wenthworth am Zusammenfluss des Murray und Darling auf 34 cm herab, von welchen 14 cm oder etwa 0,4 des Ganzen in den fünf Sommermonaten fallen, während 20 cm auf die sieben Wintermonate kommen.

Jahre mit guten Ernten erfordern einen reichlichen Regenfall von Mai bis Oktober (Winterhalbjahr), der gesamte Regenfall des Jahres kann dabei gering sein, z. B. bloss 478 mm wie 1864, wenn er nur in den sechs Wintermonaten reichlich ist. Anderseits kann der Regenfall reichlich sein und doch können die Ernten schlecht ausfallen, wenn die Winterregen spärlich sind und Oktober bis Dezember ungünstiges Wetter bringen.

Neuseeland hat, wie die früher mitgeteilten Angaben über die mittleren und extremen Temperaturen hinreichend belegen, ein sehr gemässigtes, oceanisches Klima; hohe Luftfeuchtigkeit und genügende, ja reichliche Regenmenge das ganze Jahr hindurch. Die Luftbewegung ist, wo nicht ein Gebirgskranz Schutz gegen die herrschenden Winde gewährt (wie zu Nelson), eine sehr heftige; verrufen ist in dieser Hinsicht besonders Wellington, wo 6 Monate hindurch Sturm herrschen soll, der bisweilen zum wahren Orkan wird.

Die mittlere tägliche Wärmeschwankung hält sich zwischen 8—11° C., die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur liegen zwischen 17° und 26° und sind

im allgemeinen höher als unter ähnlichen Breiten in Südeuropa, nur die regenreiche Westküste der Südinsel macht davon eine Ausnahme; zu Hokitika ist die mittlere Monatsschwankung im Winter 16,3°, im Sommer 15,0°, während an der Ostküste gegenüber deren Grösse 19,4° und 23,7° ist. Während die Sommertemperatur auf der Nordinsel jene des mittleren Deutschlands kaum übertrifft, kommt dieselbe im südlichsten Teil der Südinsel (unter 46° Breite) nur noch jener des nördlichen Schottland gleich. Der Winter ist dagegen so mild, dass im Wachstum der Pflanzen kaum ein Stillstand eintritt, viele Blumen den ganzen Winter hindurch blühen, und die bebauten Fluren, die frühlingsartigen Weiden mit den immergrünen Bäumen sehen an einem sonnigen Wintertage so heiter und freundlich aus wie eine englische Sommerlandschaft.

Die Salubrität des Klimas von Neuseeland wird allgemein gerühmt und selbst über jene der südeuropäischen klimatischen Kurorte gestellt. Wegen der grossen Veränderlichkeit der Temperatur aber sind Katarrh und Rheuma nicht selten und man muss sich gegen Erkältungen in acht nehmen.

Zeigt sich schon auf der Nordinsel, dort wo sie sich nach Süden hin verbreitert, ein bedeutenderer Unterschied zwischen der West- und Ostküste, namentlich in der Regenmenge, aber auch in der jährlichen Wärmeschwankung (man vergleiche Taranaki mit Napier), so bilden die neuseeländischen Alpen mit einer Kammhöhe von fast 3000 m auf der Südinsel eine noch viel bedeutendere Wasserscheide. Auf der Ostseite dieses Gebirgszuges, namentlich auf den Canterbury Plains, fällt kaum $^1/_4$ oder $^1/_3$ der Regenmenge, welche dessen Westabhang erhält, zugleich sind die regelmässigen wie die unregelmässigen Temperaturänderungen auf der Ostseite viel grösser als auf der Westseite. Die NW-Winde wehen, nachdem sie auf der Westseite der neuseeländischen Alpen ungeheure Regenmengen abgegeben haben, als trockene heisse Föhnwinde über die Ebenen der Ostseite der Südinsel. Die ungeheuren Regenmengen in Verbindung mit

der niedrigen Sommertemperatur (Januar und Februar zu Hokitika, unter 42,7° S. Br., sind kaum so warm als der Mai in Wien) begünstigen die Entstehung grosser Gletscher, welche fast bis zum Meeresniveau hinabsteigen, in eine Region, deren Jahresmittel der Temperatur 10° C. beträgt, der wärmsten Region Süddeutschlands entsprechend. Eine üppige Vegetation, darunter Baumfarn, Fuchsiaarten, umgibt die Gletscherenden[1]). Auf der Ostseite dagegen reichen die Gletscher nur bis zu 1100 m herab.

Von Perioden der Dürre scheint Neuseeland nicht heimgesucht zu werden, wie die australischen Kolonien, dagegen kommen ausnahmsweise auch grosse Ueberschwemmungen auf der Ostseite der Südinsel vor, wie im Februar 1878. In Mount Peel in der Provinz Canterbury fielen damals 205 mm in 24 Stunden. Es geschieht dies bei anhaltenden SE-Stürmen, welche ihren Wasserdampfgehalt dann auf der Ostseite der Insel kondensieren, oder durch rasche Schneeschmelze in den australischen Alpen. Die Ebenen auf der Ostseite der Südinsel bleiben auch im Winter schneefrei, gelegentlich kommen allerdings auch starke Schneefälle vor, welche den Schafzüchtern grossen Schaden bringen können. Auf der Nordinsel schneit es nur auf den Bergen.

Ueber den Witterungsgang zu Taranaki sagt Hursthouse: Das Wetter nimmt einen sehr regelmässigen Verlauf. Wenn der Wind aus WSW bis SE kommt, ist es schön und hell; will sich das Wetter ändern, so setzen die Berge Wolkenkappen auf, der Wind geht allmählich nach E, NE und endlich nach NW, und so rund um den Horizont herum, und zwar anfangs stürmisch, bis schliesslich wieder schönes Wetter eintritt. SW bis SE ist das Schönwetterviertel, NE bis NW das schlechte Viertel. Auf der Ostseite der Südinsel bringt der SW mit Abkühlung und erfrischenden Regen einen angenehmen Witterungsumschlag nach Tagen mit dem heissen trockenen NW-Wetter.

---

[1]) Der Franz-Josephs-Gletscher (unter 43,6° S. Br.) steigt bis zu 213 m herab.

Lady Barker schildert den Wechsel zwischen dem warmen trockenen NW-Föhn[1]) und den kühlen SW-Winden auf den Canterbury Plains der Südinsel in folgender Weise.

Zuletzt, wenn eure Haut sich anfühlt wie Pergament und eure Ohren und Augen voll sind von erdigem Staub, hört der Wind um Sonnenuntergang ebenso plötzlich auf, wie er vor fünf Tagen begonnen hat. Wir gingen aus, die stauberfüllte Atmosphäre zu atmen und nachzusehen, ob die vom Schneewasser angeschwollenen Bäche nicht irgend einen Schaden drohen, und sahen am südwestlichen Horizont grosse Massen von flockigen Wolken, die von einem eisigkalten Wind mit grosser Schnelligkeit herangetrieben wurden. Hurrah! jetzt kommt der „Südwester"; die ausgetrocknete Erde, die eingeschrumpften Blätter, das verstaubte Gras, alles dürstet nach der segenbringenden feuchten Luft. In einer Stunde ist er über uns... Eine Sündflut von kühlem Regen ergiesst sich ohne Unterlass und wir gehen schlafen unter dem willkommenen Geräusch seines eintönigen Plätscherns.

Das war das Wetter der jüngsten Woche. Unangenehm, wie es scheinen mag; es bildet mit seinen Extremen von Hitze und Kälte, Trockenheit und Nässe einen wahren Neuseeland-Tag. Der wütende „Nordwester" hat jede Wolke vom Himmel verscheucht und die Luft ausgetrocknet; der südliche „Buster" anderseits hat alles abgekühlt und erfrischt in der erquickendsten Weise, und ein herrlicher Tag folgt zuletzt.

C. Klima des aussertropischen Südamerika.

Südamerika ist der einzige Kontinent der südlichen Hemisphäre, welcher über die subtropische Zone hinaus auch noch in das Gebiet der vorwiegenden westlichen Winde der mittleren gemässigten Zone hineinragt. Ausserdem unterscheidet sich Südamerika auch noch darin von Afrika und Australien, dass der westliche Gebirgsrand des Kontinents der höchste ist, die Ostseite dagegen vergleichsweise frei den Seewinden zugänglich bleibt. Dies bedingt einige erhebliche klimatische Unterschiede.

Innerhalb der subtropischen Breiten aber hat auch Südamerika in klimatischer Beziehung vieles Gemeinsame

[1]) Siehe auch S. 219.

mit den beiden anderen Kontinenten der südlichen Halbkugel. Betrachten wir zunächst die Luftdruckverteilung, so wird der subtropische Teil unseres Kontinents gleichfalls vornehmlich beherrscht von den beiden oceanischen Barometermaximis über dem südlichen Atlantischen und Pacifischen Ocean, besonders im Sommer. In dieser Jahreszeit reicht das atlantische Barometermaximum bis zum 40. Breitegrad, das erheblich intensivere des Grossen Oceans bis gegen den 45. Grad nach Süden. Da nun der Kontinent um diese Zeit erwärmt ist und einen Temperaturüberschuss über das Meer hat, so wird sich über demselben ein Barometerminimum entwickeln und die (unteren) Gradienten von der See gegen den Kontinent hin werden erheblich verstärkt. Für die Ostseite des Kontinents in niedrigeren Breiten erhält man aus dieser Luftdruckverteilung vornehmlich nordöstliche und nördliche Winde, für die Westseite kräftige S- und SW-Winde und zwar bis gegen den 45. Breitegrad hinab. Da an der Westküste eine sehr hohe Gebirgsmauer den Luftaustausch in den unteren Schichten hemmt, so ist das Regime der kühlen Seewinde aus S und SW auf einen schmalen Küstensaum beschränkt. Der Ostabhang der Anden hat schwache und lokale Winde, die küstennahe Region dagegen sehr kräftige Winde. Da im Sommer, wenigstens südlich von 34° S. Br., auch kräftige E- und SE-Winde wehen, so werden diese wohl durch ein Barometerminimum im Norden und Osten der Argentinischen Republik erzeugt. Im allgemeinen sind die Winde auf der Ostseite der Anden nicht konstant, sondern sehr wechselnd, NE und N werden von stürmischen SW und SE abgelöst. Es müssen also hier häufig kleinere Barometerminima ihre Zugstrasse haben. Die Westküste hat dagegen im Sommer die gleichmässigsten Windverhältnisse und ist selbst im Winter, nördlich von 35° etwa, fast sturmfrei.

Südlich von 45° circa beginnt auch im Sommer die Herrschaft der westlichen Winde, der Luftdruck nimmt von 50° an sehr rasch nach Süden hin ab, so dass schon am Kap Horn der mittlere Luftdruck nur mehr 746 am

Meeresniveau beträgt. Diese rasche Druckabnahme nach Süden hin erzeugt sehr heftige westliche Winde.

Im Winter haben sich die beiden subtropischen Barometermaxima weiter nach Norden zurückgezogen, und haben an Intensität gewonnen (der Luftdruck beträgt in der mittleren Region derselben etwa 768 mm). Da der Kontinent jetzt kühler ist als der Ocean, so steigt der Luftdruck im Innern des Landes und es befindet sich wahrscheinlich ein sekundäres Barometermaximum südlich vom Wendekreis, von welchem nördliche und nordwestliche Winde nach Süden hin ausgehen. Die Westküste steht nördlich von 40° etwa noch immer unter dem Einfluss des oceanischen Barometermaximums; weiter nach Süden, in welcher Richtung der Luftdruck rasch abnimmt, herrschen stürmische W- und NW-Winde.

Die südamerikanische Westküste südlich vom Wendekreis bietet eine grosse Analogie dar zur kalifornischen Küste, in den allgemeinen orographischen, wie in den klimatischen Beziehungen.

Ich will hier einige Barometermittel für das Jahr und die extremen Monate zusammenstellen — die Reduktion auf das Meeresniveau und auf die Normalbreite habe ich nur für die Küstenorte durchgeführt, da die Inlandstationen schon wegen ihrer zu unsicheren Seehöhe keine verlässliche Reduktion zulassen.

	Jan.	Juli	Jahr		Jan.	Juli	Jahr
Pelotas	757,3	766,3	761,7	Copiapo .	759,6	763,7	762,0
Buenos Aires	58,9	64,0	61,8	Valparaiso	60,3	63,0	62,2
Bahia Blanca	57,5	60,2	59,8	Valdivia .	61,0	62,4	62,3

		Jan.	Juli	Jahr
Corrientes . .	68,3 m	753,4	758,6	756,3
Concordia . .	61,3 „	54,8	59,1	57,3
Cordoba . . .	438,5 „	21,4	26,0	23,8
Tucuman . .	465,0 „	21,4	24,0	22,5

In Punta Arenas ist das Jahresmittel 749,6, das Maximum scheint auf März und April zu fallen, auf den Falklandsinseln beträgt das Jahresmittel 750,3, der jährliche Gang ist unregelmässig, der höchste Luftdruck scheint im September und Oktober einzutreten, der tiefste im Dezember und Januar.

Wenn man den Luftdruck von Buenos Aires auf die Seehöhe von Cordoba reduziert, so erhält man folgende beiläufige Luftdruckdifferenzen:

	Buenos Aires	Cordoba	Differenz
Januar	722,5	721,4	+ 1,1
Juli	725,5	726,0	— 0,5

Im Sommer hat also die Luft im Niveau von 400 m die Tendenz, landeinwärts zu fliessen, im Winter umgekehrt vom Inland gegen die Küste.

Die Windverhältnisse einiger Orte im östlichen subtropischen Teile Südamerikas sind unter den allgemeinsten Gesichtspunkten in der folgenden kleinen Tabelle zusammengestellt.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
				Sommer				
Corrientes . . .	27	12	14	9	34	1	2	1
Concordia . . .	10	21	17	19	8	13	8	4
Buenos Aires . .	18	15	23	14	9	10	4	7
Bahia Blanca . .	18	10	17	24	6	3	7	15
				Winter				
Corrientes . . .	37	9	9	5	38	2	0	0
Concordia . . .	26	18	12	8	8	12	11	5
Buenos Aires . .	19	12	11	13	12	16	8	9
Bahia Blanca . .	21	5	4	11	6	5	12	36
				Sommer-Winter				
Mittel	—7	4	9	7	—2	—2	—3	—6
				Jahr				
Corrientes . . .	28	11	12	8	38	2	1	0
Concordia . . .	18	22	16	13	8	12	8	3
Buenos Aires . .	18	14	17	14	11	13	6	7
Bahia Blanca . .	22	8	10	17	6	4	9	24

Im Sommer sind die NE-, E- und SE-Winde vorherrschend, im Winter die N-Winde, während zugleich W- und NW-Winde zahlreicher werden. Vom Winter zum Sommer nehmen die NE-, E- und SE-Winde zu, die SW- bis N-Winde ab.

Einer Monographie über die Luftdruck- und Windverhältnisse Chiles und Westpatagoniens von Alfred Hettner entnehmen wir auszugsweise folgendes zur klimatischen Charakterisierung der Westküste.

Das Barometermaximum des östlichen Stillen Oceans liegt zwischen 20 und 40° S. Br., der Luftdruck erhebt sich hier bis 767 mm (red.). Im Juni und Juli liegt der höchste Luftdruck etwa unter 25° S. Br., im Sommer zwischen 30—35° S. Br. Von April bis Juni steht der Luftdruck am tiefsten und zeigt dann nicht ganz 765 mm, während er zur Zeit des höchsten Standes im September und Oktober 769 mm übersteigt. Nach Süden hin nimmt der Luftdruck das ganze Jahr hindurch rasch ab. Die Isobaren verlaufen im Sommer westöstlich, während sie im Winter in höheren Breiten von WNW nach ESE geneigt erscheinen. Die Isobare von 750 mm liegt im Januar etwa unter 55° S. Br., im Juli unter 52° S. Br.; die Abnahme des Luftdruckes bleibt so in beiden Jahreszeiten ziemlich die gleiche und beträgt circa 1 mm auf den Grad.

Im Gebiete des hohen Luftdruckes selbst sind die Winde veränderlich und schwach, an der Küste zwischen 30 und 40° S. Br. haben im Sommer die südlichen und südwestlichen Winde die unbedingte Herrschaft, südlich von 42° etwa herrschen N, NW, W und SW, besonders aber NW und W.

Im Winter sind zwischen 30—40° S. Br. die Winde viel unbestimmter und veränderlicher, Kalmen und leichte veränderliche Winde wechseln mit nördlichen Stürmen, welche sogar noch in 25° S. Br. beobachtet worden sind. Nach Süden werden die nördlichen und westlichen Winde immer häufiger, ohne jedoch in derselben Reinheit wie im Sommer zur Ausbildung zu gelangen. Südlich von 45° treten sogar die SE- und S-Winde wieder zahlreicher auf. Am Kap Horn und in der Magelhaensstrasse sollen im Sommer östliche Winde selten, im Winter dagegen häufig sein und Ostwinde nur zu dieser Jahreszeit eintreten.

Häufigkeit der Winde in Prozenten.

Westküste Südamerikas	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Var. u. Kalm.
				Sommer					
20—40° S. Br.	5	4*	7	**26**	**28**	14	9	7	5
40—60 „	12	4	1*	2*	7	17	**29**	**28**	2
				Winter					
20—35 „	6*	6*	8	**23**	22	16	11	8	5
35—50 „	12	7	3*	6	15	18	**21**	18	3
50—60 „	10	7*	9	9	10	17	**20**	18	4

Zwischen 30 und 45° S. Br. nehmen vom Winter zum Sommer die Winde aus N, NW, W, um 9% ab, die S-, SE- und E-Winde dagegen um 11% zu; zwischen 45 und 60° verhält es sich umgekehrt, die äquatorialen Winde (N, NW, W) nehmen im Sommer um 25% zu, die polaren (S, SE, E) um 21% ab.

Entsprechend der Luftdruckverteilung herrschen an der nördlichen Küste Chiles passatartige S- und SW-Winde, im Süden dagegen W- und NW-Winde vor; je weiter nach Norden, um so seltener werden die Nordwinde, je weiter nach Süden, um so seltener die passatartigen Südwinde; jene mögen unter 25°, diese unter 45° gänzlich verschwinden. Die südlichen Winde greifen im Sommer, die nördlichen im Winter weiter aus, so dass in den nördlichen Teilen des Landes überhaupt nur im Winter Nordwinde vorkommen. Es findet aber nicht bloss eine einfache Verschiebung beider Zonen statt; im Sommer treten, ungefähr unter 37° S., die südlichen und nördlichen Winde ziemlich gleich häufig nebeneinander auf, im Winter werden sie infolge der geringeren Intensität und Beständigkeit der barometrischen Gegensätze, etwa zwischen 25 und 37°, durch eine Zwischenzone getrennt, in welcher S- und N-Winde miteinander wechseln und beide viel schwächer entwickelt sind.

Auf dem Lande selbst sind die Winde unregelmässiger und von lokalen Verhältnissen bedingt. An den Küsten wechseln im Sommer die Land- und Seewinde mit grosser Regelmässigkeit[1]). Zwischen 9 und 10^h vor-

[1]) Die Intensität des Seewindes bei Tag an der Küste bei Valparaiso haben wir auf S. 102 nach **Maury** geschildert.

mittags springt der SW-Wind (virazon) auf, nimmt bis 2 oder 3h nachmittags an Stärke zu, flaut dann ab, bis bei Sonnenuntergang Windstille eintritt; die Nacht über hält entweder Windstille an oder es erhebt sich ein leichter Landwind („terral“, im Süden „puelche“), der sich bei Sonnenaufgang wieder legt. Er wird zuerst an der Küste verspürt und pflanzt sich gegen die Anden fort.

In den höheren Teilen der Anden weht im Sommer bei Tag ein W-Wind von solcher Heftigkeit, dass er Steine aufhebt und das Passieren der Andenpässe erschwert. P. Strobel (Pet. Geogr. Mitt. 1870) sagt von seiner Reise über den Planchonpass (circa 3000 m): Auf meiner Reise von Mendoza nach Chile und zurück während der Sommermonate würde ich täglich von einem mehr oder minder heftigen periodischen Wind belästigt, der vom Stillen Ocean her über die Anden bis in die Gran Pampa hinunterbläst. — Im Osten der Anden stellt sich der Wind täglich gegen Mittag ein und dauert bis gegen Mitternacht fort. Auch im Westen jener Bergkette weht er nach Pissis immer während des Tages. Burmeister, der im Herbst die Anden unter 27,3° S. Br. überschritt, traf gleichfalls auf der Passhöhe des Cerro Bonete in circa 4400 m Seehöhe einen stürmischen W-Wind. Von anderen Reisenden wird das Gleiche berichtet. Die Felsen sollen auf den Passhöhen von den konstanten Winden wie abgeschliffen sein. Die Erklärung dieser stürmischen W-Winde dürfte einige Schwierigkeiten bieten, da sie mit der Luftdruckverteilung, die man in diesen Höhen im Sommer erwarten möchte, nicht gut harmoniert. Man muss wohl annehmen, dass in diesen Höhen schon die obere allgemeine Weströmung herrscht, wie z. B. am Pik von Teneriffa.

Temperaturverhältnisse. Die nachfolgende Tabelle enthält alle mir bekannt gewordenen und einigermassen verlässlichen Temperaturmittel für das gemässigte Südamerika. Nach den benützten Beobachtungszeiten dürften diese Mittel etwa bis auf einen halben Grad genau sein. Als Orte, deren Wärmemittel genauer bestimmt sind,

Temperaturmittel für das gemässigte Südamerika.

Ort	S. Breite	W. Länge	Seehöhe	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
			Südbrasilien und Uruguay					
Joinville (8) . . .	26° 19′	53° 48′	?	25,0	21,5	15,7	20,4	20,6
Palmeira (1½) . .	27 54	53 26	580	23,2	17,0	14,0	19,2	18,2
Santa Cruz (3) . .	29 35	52 30	110	24,7	18,2	12,0	19,4	18,9
Taquara (1) . . .	29 40	50 47	?	24,3	18,7	12,9	18,0	18,7
Pelotas (2) . . .	31 47	52 19	—	24,2	18,8	12,0	16,6	17,8
S. Jorge (Urug.) (1)	32 45	56 10	100?	25,6	—	8,7	—	16,3
Montevideo (10) .	34 54	56 13	8	22,8	17.8	10,9 [1]	16,2	16.8
			Argentina					
Salta (6)	24 47	65 31	1200	21,5	16,7	11,3	17,9	17,0
Tucuman (2) . .	26 50	65 17	480	25,1	19,8	12,3 [2]	21,4	19,4
Pilciao (3½) . .	27 36	66 30	810	27,2	18,5	8,5	23,4	19,2
Santiago d. E. (2) .	27 46	64 23	210	27,6	21,1	12,4 [2]	23,1	21,6
La Rioja	29 19	67 0	540	28,4	20,3	12,6 [2]	24,0	20,6
Villa Argentina (2)	29 5	68 0	1130	25,2	17,3	11,9	19,1	18,4
San Juan (3) . .	31 32	68 36	630	25,2	17,6	10,0 [2]	19,8	18,7
Cordoba (4½) . .	31 24	64 10	470	22,8	15,6	9,1 [2]	17,7	16.6
Mendoza (4) . . .	32 53	68 47	840	23,8	16.0	7,8 [2]	17,4	15,9
San Luis (3) . . .	33 26	66 16	760	24.7	15.1	7,9	17,9	17,0
Asuncion (2) . .	25 16	57 40	100	26,2*	22,6	17,4 [2]	23,0	22,4
Corrientes . . .	27 28	58 49	70	26,3	21,7	15,8 [2]	21,5	21,5
Concordia (3) . .	31 25	58 5	60	25,6	19,2	12.4 [2]	18,0	18,7
Parana (2) . . .	31 43	60 32	115	26,1	19,6	11,7	17,8	19,1
Buenos Aires (20) .	34 37	58 21	22	24,3	17,4	10,4	16,8	17,2
Tandil (1½) . . .	37 18	59 10	200	22,9	14,7	8,4	12,9	13.7
Bahia Blanca . .	38 45	62 11	13	23,1	14,9	7,9	14,8	15.2
			Westküste und Südspitze von Südamerika					
Arica (1)	18 25	20 22	—	22,0	20,0	17,3 [1]	18,9	19,7
Caldera (8 r.) . .	27 5	70 50	25	19,9	17,4	13,0	16,7	16,5
Copiapo (8) . . .	27 22	70 22	400	21,3	16,2	11,7	16,6	16.5
Serena (6) . . .	29 54	71 18	20	18,4	15,3	11,7	14,9	15,1
Coquimbo (4) . .	29 56	71 21	25	18,4	15,7	12,5	15,6	15,6
Valparaiso (12) . .	33 1	71 40	50	17,3	14,2	11,4	13,8	14,2
Santiago (10) . .	33 27	70 40	530	19,0	12,8	7,2	13,0	13,1
Constitucion (3) .	35 20	72 28	—	17,0	13,6	10,0	13,4	13,5
Talca (2)	35 26	71 46	105	21,2	13,2	7,2	14,0	13,6
Valdivia (25) . .	39 49	73 17	18	16,4	11.5	7.2	11,3	11.6

[1] August.
[2] Juni.

Ort	S. Breite	W. Länge	Seehöhe	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
Corral (25 r.) . .	39°52	73°17′	30	15,8	12,0	8,3	11,5	11,9
Puerto Monts (9) .	41 30	72 57	10	15,0	11,2	7,2	10,5	11,0
Ancud (3) . . .	41 46	74 1	50	13,6*	10,3	7,7	10,1	10,4
Punta Arenas (8) .	53 10	70 52	10	10,7	6,2	1,6	6,8	6,2
Ushuaiá (3²/₃) . .	54 53	68 10	—	11,3	5,6	−0,6	5,6	5,4
Falklandsinseln (3)	51 41	57 51	—	9,8	6,6	2,5	5,0	6,1

können gelten: Montevideo, Cordoba, Buenos Aires, Valparaiso, Santiago und Valdivia [1]).

Die Grundzüge der Wärmeverteilung auf unserem Gebiete lassen sich kurz in folgendem zusammenfassen. An der Ostküste ist die Temperatur wesentlich höher als an der Westküste und diese Differenz bleibt sich zwischen 30 und 40° ziemlich gleich, wie aus den folgenden Beobachtungsresultaten ersichtlich wird.

Pelotas . . . 31,8° S. Br. 17,8°
Coquimbo und Valparaiso . 31,5° „ 14,9°

Montevideo u. Buenos Aires 34,8° S. Br. 17,0°
Valp. und Constitucion . 34,2° „ 13,8°

Bahia Blanca 38,8° S. Br. 15,2°
Valdivia . . . 39,8° „ 11,6°

Im Innern des Landes ist nicht allein die Sommerwärme, sondern auch die mittlere Jahrestemperatur beträchtlich höher als an der Küste, was folgende auf das Meeresniveau reduzierte Wärmemittel belegen [2]):

Tucuman (26,8° S.) 21,8°, Santiago del Estero (27,8° S.) 22,6°, San Juan (31,5° S. Br.) 21,7°, Cordoba (31,4° S. Br.) 18,9° [3]) Mendoza u. San Luis (33,2° S. Br.) 20,4°.

An der Westküste ist die Zunahme der Temperatur landeinwärts noch auffallender, indem Höhen von 200 bis

---

[1]) Während des Druckes kam mir noch der III. Band der Anales de la Oficina Met. Argentina von Gould (Buenos Aires 1882) zu und ich konnte denselben hier wie bei der Bearbeitung der Regentabelle noch benützen.

[2]) Die Temperaturänderung mit der Höhe zu 0,5 für 100 m genommen.

[3]) Vielleicht 19,4°, wenn es ein korrigiertes Mittel ist, was aber nicht wahrscheinlich.

300 m selbst im Jahresmittel noch wärmer sind als die Küste; der Sommer aber ist selbst in 500 m Seehöhe noch beträchtlich heisser als jener an der Küste. Die Verhältnisse sind hier sehr ähnlich jenen von Kalifornien. So hat Caldera, die Hafenstadt von Copiapo, dieselbe Mitteltemperatur wie letztere Stadt, die 400 m höher liegt, der Sommer ist zu Copiapo um mehr als 1° wärmer. Die Temperatur um 2^h nachmittags ist zu Copiapo im Sommer 26,9°, zu Caldera 20,8°, im Jahresmittel noch 21,9° und 17,4°. Zu Santiago, das 500 m höher liegt als Valparaiso, ist der Sommer um 1,8° wärmer als im letztgenannten Hafenplatz (die Differenzen der übrigen Jahreszeiten sind Herbst —2,1°, Winter —4,3°, Frühling 0,0°).

Die allgemeinen Ursachen, von denen dieser Wärmeunterschied der beiden Küsten Südamerikas abhängt, haben wir schon in der allgemeinen Klimatologie S. 127 erörtert, sie sind dieselben wie in Südafrika. Auf der Ostseite geht eine warme Strömung, ein Ausläufer der südlichen Aequatorialströmung des Atlantischen Oceans, nach Süden, an der Westküste hingegen läuft eine kühle Strömung unter dem Einfluss der vorherrschenden SW-Winde nach Norden und das kalte Wasser drängt sich hart an die Küste. Die Wassertemperatur an der chilenischen Küste zwischen 40 und 30° S. Br. ist circa 14½° C., weiter draussen im Ocean, 30—40 Längegrade westlicher, dagegen 17,6°, zwischen 30 und 20° S. Br. sind diese Temperaturen: Küste 16,9°, Ocean 24,8°. Die Temperaturdifferenz nimmt von S nach N zu, zu Payta und Callao beträgt der Unterschied gegen die normale Meerestemperatur in gleicher Breite etwa 6°, zu Valparaiso 3° und in Talcahuano ist nach Pöppig die Meeresströmung thermometrisch nicht mehr nachweisbar. Die Lufttemperatur über dem Meere ist etwas niedriger, es besteht aber ein gleicher Unterschied. So wird für den 40.° S. Br. angegeben[1]): Lufttemperatur über dem Meer 100° W. L. Sommer und Herbst 16,7°, Winter und Frühling 12,2°, an der Küste Sommer und Herbst 14,2°, Winter und

1) Scott: Contributions to our knowlegde of the Meteorol. of Cape Horn and the West Coast of South America.

Frühling 10,3°. Dass die Luft über dem Meere kühler ist als das Wasser, erklärt sich daraus, dass zwar Luft wie Wasser aus kühleren südlichen Breiten kommen, aber die Luftströmung eine viel grössere Geschwindigkeit hat, als die Meeresströmung, und daher auch weniger Zeit hat, sich zu erwärmen. Es ist dies auch ein direkter Beweis dafür, dass die vorherrschenden kühlen SW-Winde, welche durch das subtropische Barometermaximum an der Westküste erzeugt werden, die primäre Ursache der Abkühlung dieses Küstenstriches sind.

Die Jahresschwankung der Temperatur ist an der Ostküste beträchtlich grösser als an der Westküste, am grössten jedoch im Innern des Landes.

Pelotas 12,2°, Coquimbo und Valparaiso 5,9°, Buenos Aires 13,9°, Montevideo 11,9°, Constitucion 7,0°, Bahia Blanca 15,2°, Valdivia u. Corral 8,3°. Im Innern der Argentina beträgt die jährliche Wärmeschwankung 15,4°, zu Santiago 11,8°, zu Talca 14,0°.

Ueber die mittlere absolute Jahresschwankung der Temperatur liegen mir nur wenige Angaben vor. In Pelotas (31,8° S. Br., in Meeresnähe) bewegt sich die Temperatur durchschnittlich im Jahr zwischen den äussersten Grenzen von 36,4 und 1,2°, sinkt jedoch gelegentlich auch unter den Gefrierpunkt; im Innern des Landes auf der Hochebene von Palmeira (unter nahe 28° Breite) liegen die Extreme zwischen 33,0 und —1,3°, ebenso sank die Temperatur im Innern von Uruguay zu S. Jorge (in 32,8°) einmal auf nahe —3° und erhob sich bis 37,2°. In den deutschen Kolonien der Provinz Rio Grande do Sul (unter 29½°, in etwas über 100 m Seehöhe) bewegen sich die jährlichen Wärmeextreme im Mittel zwischen 39° und dem Gefrierpunkt. Nachtfröste treten östlich von den Anden innerhalb unseres ganzen Gebietes gelegentlich ein, selbst zu Joinville, das der Küste ganz nahe unter 26° S. Br. liegt. In den Kolonien Donna Francisca und Blumenau wird der Frost oft den Pflanzungen verderblich, angeblich ist das Thermometer schon bis zu —4° C. gesunken. Selbst bei Asuncion (25° Br.) kommt noch Reif vor und zu Tucuman (26,8°) versengt er zuweilen das Zuckerrohr um die Mitte Mai, noch vor der Ernte.

An der Westküste selbst sinkt unter gleichen Breiten die Temperatur nicht unter den Gefrierpunkt. Es scheint dies erst südlich von 35° S. Br. einzutreten. Auf den Plateaustufen des Innern von Chile (in 4—500 m Seehöhe) wird dagegen südlich von der Breite von Copiapo Winterfrost beobachtet.

Die mittleren Temperaturextreme, die ich ableiten konnte, sind:

Corrientes . .	(6 J.)	35,3° u.	6,4°	Copiapo . . .	(6 J.)	32,1° u.	3,1°
Concordia . .	(3 J.)	38,5	—0,4	Santiago. . .	(10 J.)	30,9	—0,9
Buenos Aires	(20 J.)	34,4	0,1	Valdivia. . .	(4 J.)	28,9	—1,4
Bahia Blanca	(20 J.)	38,2	—2,8	Puerto Monts	(7 J.)	25,9	—1,4
Punta Arenas	(6 J.)	24,6	—2,0				
Falkl.-Inseln	(3 J.)	21,6	—5,4				

Die Westküste hat sehr niedrige Temperaturmaxima und milde Winterminima, also ein sehr limitiertes Klima. In noch höherem Masse gilt dies von dem südlichsten Teil Südamerikas, wo die Sommertemperaturen sehr niedrig bleiben, aber auch die Winterminima noch unter 50 bis 53° S. Br. kaum niedriger sind, als jene von Mittelitalien. Zu Valparaiso waren die absoluten Extreme von 5 Jahren 25,5 und 7,2°, also die absolute Schwankung der Temperatur nur 18,3°, d. i. weniger als halb so gross, als sie im Innern der Argentinischen Republik durchschnittlich jedes Jahr sein dürfte.

Zu Corrientes waren die absoluten Extreme der Temperatur 37,1 und 5,2°, zu Montevideo[1]) (10 Jahre) 41,0 und 0,0°, zu Buenos Aires 37,8 und —2,3°, zu Bahia Blanca 41,0 und — 5,0°. Im Innern der Argentinischen Republik sind die absoluten Schwankungen (mit Rücksicht auf die kurzen Beobachtungszeiten) noch grösser; es betragen die absoluten Extreme zu Cordoba (4½ J.) 41,0 und —6,8°, zu Mendoza (3 J.) 37,5 und —3,4°, zu Tucuman (2 J.) 40,0 und 1,7°, zu La Rioja (2 J.) 43,2 und 2,0°.

Die Monatsschwankungen der Temperatur betragen durchschnittlich zu Buenos Aires 19,0°, zu Copiapo 18,0°

[1]) Hier wurde mit Extremthermometern beobachtet, daher die Schwankung grösser ausfällt; an den übrigen Orten sind die Extreme den Terminbeobachtungen 7h, 2h, 9h entnommen.

(mit einem Maximum im Frühling und Minimum im Sommer), zu Santiago 17,9°, zu Puerto Monts 15,2°, zu Punta Arenas 12,8°, auf den Falklandsinseln[1]) 15.3° (Sommer 18,2°, Winter bloss 12,1°).

Die Temperatur ist auf der Ostseite der Anden sehr veränderlich, wenigstens relativ für die niedrige Breite, sowohl nach den Schilderungen als nach der Berechnung etlicher Jahrgänge der Beobachtungen zu Buenos Aires und Mendoza, die ich unternommen. Die mittlere Veränderlichkeit der Tagestemperatur im Sommer ist 1,9°, gleich jener in Mitteleuropa zur gleichen Jahreszeit, im Winter ist sie etwas kleiner (1,8°). Die durchschnittliche Häufigkeit eines Temperatursprunges von mehr als 6° im Sommerhalbjahr zu Mendoza beträgt 4,9 und ist grösser als jene von München und Wien. Diese erheblichen und plötzlichen Wärmeänderungen sind ein Effekt des häufigen Wechsels zwischen den kühlen SW-Winden und den heissen N-Winden.

Die Westküste, sowie die mittleren Plateaustufen Chiles haben dagegen eine höchst gleichmässige oder konstante Temperatur, besonders natürlich die Küste. Es findet sich hier vielleicht das am wenigsten variable Klimagebiet, das ausserhalb der Tropenzone existiert. Die Winde wehen konstant von der See her und Stürme fehlen fast ganz; dies gilt bis gegen den 40. Breitegrad hinab, wo mit dem Eintritt in die stürmische Regenzone der vorherrschenden NW-Winde auch die Temperatursprünge häufiger werden. Berechnungen über die Veränderlichkeit der Temperatur auf dieser Seite der Anden liegen nicht vor.

Die **Niederschlagsverhältnisse** Südamerikas haben, was die jährliche Periode der Regenmenge anbelangt, die grösste Aehnlichkeit mit jener von Südafrika und Australien unter gleichen Breiten. Auf der Ostseite herrschen die Regen der wärmeren Jahreshälfte vor und die Sommerregen der tropischen Breiten erleiden keine eigentliche Unterbrechung bis gegen die Südspitze des Kontinents

---

1) Siehe Note S. 667.

hinab; im Westen dagegen finden wir ausgesprochene Winterregen, die jenseits der subtropischen Breiten in ziemlich gleichmässig über das Jahr verteilte Regen übergehen. Es stört keineswegs die Analogie, dass an und nahe der Ostküste selbst der Regenfall gleichmässiger über das Jahr verteilt ist, als im Innern, wo der Winter trocken und fast aller Regen im Sommer fällt, während an der Küste die Regen gleichmässiger verteilt sind und eine Tendenz zu Herbst- und Frühlings- oder doch Frühsommerregen sehr deutlich hervortritt[1]).

An der Südspitze von Südamerika ist die Regenverteilung über das Jahr eine ziemlich gleichmässige, sie stimmt insofern mit jener an den Küsten höherer Breiten überein, als der Winter etwas regenreicher und der Frühling die regenärmste Jahreszeit ist. Zu Punta Arenas wie zu Ushuaiá (Feuerland) treten mehr die winterlichen Niederschläge hervor, auf den Falklandsinseln im Osten scheint der Sommer etwas regenreicher zu sein; die Zahl der Beobachtungsjahre ist aber eine zu kurze, um diese Resultate als wahre Mittelwerte ansehen zu können und es schien mir deshalb erlaubt, diese Reihen mit Rücksicht auf die Zahl der Beobachtungsjahre in ein Gruppenmittel zu vereinigen.

Die folgende Tabelle enthält die Verteilung der Regenmengen über das Jahr in Prozenten der Jahressumme.

Wenn wir nun zur Betrachtung der örtlichen Verteilung der Niederschlagsmengen übergehen, so finden wir einen bedeutenden Unterschied gegen Südafrika und Australien. Diese letztere beiden Kontinente haben einen hohen Gebirgsrand an der Ostküste und sie erstrecken

---

[1]) In Donna Francisca (26° 10′ S. Br.) hat nach 4jährigen Aufzeichnungen der Frühling die grösste Regenwahrscheinlichkeit mit 0,36, die übrigen Jahreszeiten stehen sich ziemlich gleich mit 0,24—0,26. Der Sommer hat dagegen die meisten Gewittertage, 22 (das Jahr 60,4): jährliche Zahl der Regentage 99,5. Das Hochland südlich von der Sierra de Espigão (circa 27° S.) wie das Tiefland von Rio Grande hat nach W. Schultz Winterregen; die öfteren anhaltenden Regen beginnen im Mai, sie füllen die Seen und Flüsse und bringen die letzteren zum Steigen. Der in den Wintermonaten heftig wehende SW-Wind „Minuano" ruft plötzliche Temperaturdepressionen um 4—10° hervor und bringt öftere Regen; selbst im Sommer, wo er bei heiterem Wetter weht, kühlt er die Luft so stark ab, dass warme Kleider kaum vor empfindlicher Abkühlung schützen.

Regenverteilung im aussertropischen Südamerika.

	Ostseite von Südamerika									
	Mittlerer Parana		Unterer Parana	Prov. Buenos Aires	Bahia Blanca[1])	Argentina Inneres		Westküste: Chile		Feuerland u. Falkl.-Inseln
S. Br.	26,3°	31,0°	34,4°	37,4°	38,8°	27,3°	32,1°	34°	41°	53,3°
W. L.	57°	58½°	59°	60°	62°	66°	65½°	72½°		67°
Orte	5	5	7	4	1	7	5	3	3	3
Dez.	9	13	12	10	10	13	16	1	4	7
Jan.	11	11	9	11	8	20	19	0*	4	8
Febr.	11	9	7	10	10	19	15	1	3*	10
März	12	12	11	9	15	18	13	3	7	9
April	11	11	9	8	10	6	8	3	9	9
Mai	8	6	8	7	5	3	1	17	13	8
Juni	6	5	7	8	5	2	2	24	16	13
Juli	5	5	5	6	4	1	1*	22	16	10
Aug.	3*	4*	5*	4*	4	1*	2	14	12	8
Sept.	5	5	8	7	8	2	3	9	6	5*
Okt.	10	11	10	10	10	5	7	4	5	7
Nov.	9	8	9	10	11	10	13	2	5	6
Jahr cm	175	109	87	66	49	58	52	40	288	55

sich nach Süden nicht über die subtropische Zone hinaus. Südamerika hat dagegen seinen Gebirgsrand, der ungleich mächtiger ist, ja zu den gewaltigsten der Erdoberfläche gehört, im Westen, so dass nur ein relativ schmaler Küstensaum daselbst übrig bleibt. Die Hauptabdachung geht nach Osten und hier breitet sich ein breites Flachland oder Hügelland bis zum Atlantischen Ozean aus, nur Südbrasilien hat an seiner Ostseite ein Mittelgebirge, welches jedoch keine Wetterscheide in Bezug auf Niederschläge bildet. Soweit Südamerika noch der subtropischen

[1]) In der Gruppe Provinz Buenos Aires ist Bahia Blanca zwar schon aufgenommen, da diese Station jedoch eine 20jährige Beobachtungsreihe hat, wird sie zudem auch allein aufgeführt.

Zone angehört, finden die vorwiegenden östlichen Seewinde kein Hindernis, ihren Wasserdampf landeinwärts zu tragen und dessen letzte Reste auf den westlichen Hochgebirgswällen zu kondensieren. Die ganze subtropische Ostseite ist daher gut oder doch für Bodenkulturzwecke genügend bewässert, abnehmend von der Küste landeinwärts: eigentliche Wüsten- und Steppenbildungen, wie sie Südafrika und Australien in gleichen Breiten eigentümlich sind fehlen fast ganz; die Lufttrockenheit und die Sommerwärme erreichen nicht in entferntem Masse einen gleich hohen Grad wie in Australien und Südafrika. Die Grasfluren der Pampas sind keine rein meteorologische Erscheinung, sondern sicherlich zumeist ein orographisches Produkt. Grosse Ebenen, die von beständigen stürmischen Winden heimgesucht werden und denen zugleich ungünstige Grundwasserverhältnisse zukommen, sind stets baumfeindlich. Die Westküste ist von etwa 4° S. Br. ab, wie schon früher erörtert wurde, ganz regenarm oder regenlos bis gegen 30° S. Br. herab; von da ab fällt anfangs spärlicher, dann immer reichlicherer Regen, bis unter 38° S. Br. etwa ein ausserordentlich regenreiches Gebiet beginnt, sowie wir die Subtropenzone ganz verlassen haben. Die patagonische Westküste hat, was Regenreichtum anbelangt, nur in der norwegischen Küste, in der westlichen Küste Nordamerikas unter gleicher Breite und in jener der Südinsel Neuseelands ein Seitenstück. Es ist nun sehr auffallend, dass von jener Breite an, wo auf der Westseite der Regenreichtum beginnt, auf der Ostseite der Regenfall abnimmt, Bahia Blanca bezeichnet schon die Grenze; weiter nach Süden werden die patagonischen Hochflächen ganz dürr und regenarm und bilden den schroffsten Gegensatz zu der übermässigen Benetzung der Westküste. Da die Kordilleren in dieser Breite, namentlich von 45° an etwa, bedeutend niedriger werden und tiefe Einschnitte haben, bilden sie keine so vollkommene Wetterscheide mehr und die wasserdampfbeladenen Westwinde bringen Niederschläge selbst auf den Ostabhang des Gebirges hinüber. So kommt es, dass die westliche Hälfte der patagonischen

Hochsteppen regenreicher ist, als die östliche, an den Atlantischen Ocean angrenzende, die Dürre und Vegetationsarmut landeinwärts abnimmt und schon in einiger Entfernung von dem östlichen Abhang der Kordilleren selbst reiche Weiden und grosse Waldungen beginnen. Desgleichen nehmen hier zahlreiche grosse Flüsse ihren Ursprung, welche Patagonien bis zum Atlantischen Ocean durchströmen, ohne während ihres weiteren östlichen Laufes durch das ganz regenarme Gebiet noch weitere Zuflüsse zu erhalten[1]).

Die gemessenen jährlichen Quantitäten des Regenfalles in Centimetern im gemässigten Südamerika finden sich im nachfolgenden zusammengestellt.

Ostseite. Küste und küstennahe Orte: Joinville (2) 228, Pelotas (2) 133, Asuncion (2) 208, Villa Occidental (3) 184, Villa formosa (3) 185, Corrientes (8) 133, Goya (6) 117, Hernandarias ($5^1/_2$) 131, Concordia (3) 117, Parana ($5^1/_2$) 93, Rosario ($5^1/_2$) 98.

Tatay (6) 86, Buenos Aires (17) 87, Montevideo (10) 111, Salado ($3^1/_2$) 84, Dolores ($3^1/_2$) 64, Tandil ($3^1/_2$) 87, Bahia Blanca (20) 49, Chubut ($1^1/_2$) 42.

Inneres Tucuman (4) 90, Pilciao ($6^1/_2$) 13, Santiago del Estero ($6^1/_2$) 70, Catamarca ($2^1/_2$) 26, Villa Argentina (1) 27, Rioja ($2^1/_2$) 30, Cordoba (10) 69, San Juan ($6^1/_2$) 7, Mendoza (5) 20, San Luis ($3^1/_2$) 55.

Westseite. Copiapo (4) 0,8, Serena (4) 4, Valparaiso (5) 34, Santiago (19) 36, Talca (4) 50, Valdivia (19) 293, Corral (3) 253, Puerto Monts (10) 245, Ancud (3) 340[2]), Punta Arenas (8) 57, Usuhaiá 52, Falklandsinseln (3) 52.

Die Kordillerenkette Südamerikas bietet uns die interessante Erscheinung dar, auf welche schon Darwin in seinem Reisejournal aufmerksam gemacht hat, dass sie in jenen Breiten, wo im allgemeinen die östlichen Luftströmungen vorherrschen, an ihrem Ostabhang gut bewässert ist, hingegen die Westabhänge trocken bleiben, während mit ihrem Eintritt in das Gebiet der vorherr-

---

[1]) Die an folgender Stelle erwähnten Winterregen sind wohl kaum durch ein Herüberreichen von der Westküste zu erklären. In einer Beschreibung der Naturverhältnisse der Pampas des südöstlichen Argentinien (Peterm. Geogr. Mitt., 1881) heisst es: Der Rio Negro überschwemmt zweimal seine Ufer, von Oktober bis Dezember, wenn im Quellgebiet des Limay und Neuquen (37—41° S. Br.) an den Abhängen der Kordilleren die Schneemassen tauen, und vom Juni bis August in der Zeit der „Winterregen".

[2]) Ich halte die Angabe nach Vidal Gormaz für wahrscheinlicher als die in den „Anales" enthaltene, welche bloss auf 132 lautet.

schenden Westwinde das Verhältnis sich völlig umkehrt und die Westseite nun die regenreiche Seite wird, die Ostseite dagegen die trockene.

Der **Schneefall** erstreckt sich auf der Ostseite der Kordilleren in verhältnismässig sehr niedrige Breiten hinauf. Wir haben früher schon erwähnt, dass selbst zu Ouro Preto, kaum 20½° S. Br., allerdings in 1000 m Höhe, schon Schnee gefallen ist. Auf dem Hochlande der brasilianischen Provinzen Parana, Santa Catharina und Rio Grande do Sul fällt häufig Schnee in Höhen oberhalb 800—400 m, so zu Curitiba (25,4° S. Br., 900 m hoch), wo er sogar einen Teil des Tages liegen bleibt[1]). Zu Palmeira (27,9° S. Br. und 580 m hoch), fiel im August 1879 Schnee bis zu 5—6 cm Höhe und blieb mehrere Tage liegen, gleichzeitig lag zu Passo Fundo (100 km südöstlich) der Schnee 10 cm, zu Vaccaria 80 cm hoch. Die Jugend kann in manchen Wintern sich mit Schneemännern belustigen wie in Deutschland. Der grosse Schneefall im Municipium von Lages vom 26. bis 31. Juli 1858 kostete mehr als 30,000 Stück Vieh das Leben und bedeckte den Boden an manchen Stellen durch 14 Tage. Weiter nach Süden in den deutschen Kolonien von Sâo Leopoldo und Santa Cruz schneit es schon zuweilen in 100 m Seehöhe.

Wo an der Küste der Schneefall beginnt, lässt sich nicht konstatieren. Zu Buenos Aires hat Burmeister nur ein einziges Mal Schneeflocken gesehen, die aber am Boden sogleich geschmolzen sind. Im Innern der Argentinischen Republik schneit es zu Cordoba, wenngleich sehr selten, zu Mendoza dagegen jedes Jahr; zu Tucuman ist Schnee auf der Ebene selbst vollkommen unbekannt (Reif dagegen, wie schon erwähnt, häufig und reichlich).

An der Westküste von Südamerika beginnt der Schneefall etwa in der Breite von Valdivia (40°), doch bleibt der Schnee hier nicht liegen[2]), sondern nur auf den Plateaus des Innern. In Ancud (42° S. Br.), soll

[1]) Das durchschnittliche Temperaturminimum nach 2jährigen Beobachtungen ist daselbst 4,4°, das Maximum 37,2°, die mittlere Temperatur soll 17° C. sein.

[2]) Innerhalb 25 Jahren hatte der Juni 2, der Juli 4, der August 1 Schneetag.

Schneefall unbekannt sein, wahrscheinlich weil es der Seeluft mehr ausgesetzt ist als Valdivia. Weiter nach Norden, noch in Santiago de Chile (33,4° S. Br. in 570 m) fällt dagegen gelegentlich Schnee im Innern des Landes.

Wie in Südafrika sind auch in Südamerika auf der Ostseite, soweit die Sommerniederschläge reichen, die Gewitter zahlreich und häufig, auf der Westseite der Anden dagegen sehr selten. Zu Santiago ist man so wenig an diese Erscheinung gewöhnt, dass ein Gewitter kaum minderen Schrecken erzeugt als ein Erdbeben.

Ueber die Luftfeuchtigkeit und die Bewölkungsverhältnisse liegen so wenige Angaben vor, dass wir sie kurz behandeln können, zudem manches in der specielleren Schilderung einiger Klimate, die später folgen wird, nachgeholt werden kann. Beide Elemente schliessen sich im allgemeinen ziemlich enge an die Niederschlagsverteilung an.

Eine gute Uebersicht über die an der Westküste von Nord nach Süd zunehmende Bewölkung geben folgende Zahlen der klaren und ganz bedeckten Tage.

Tage	Copiapo	Valparaiso	Santiago	Talca	Valdivia	Puerto Monts	Punta Arenas
klar	273	193	193	160	106	48	46
bedeckt	45	113	98	93	170	182	216

Während man unter 27° Breite nur 45 bedeckte Tage zählt, gibt es deren an der patagonischen Westküste zwischen 41 und 53° S. Br. 180—220 und kaum noch ein halbes Hundert klare Tage.

Der **allgemeine Witterungsverlauf** auf den weiten Ebenen der Argentina bis nach Paraguay hinein wird im allgemeinen beherrscht durch einen häufigen Wechsel zwischen den kühlen S- und SW-Winden und den feuchten heissen Nordwinden. Dieser häufige Wechsel ist es, der das Klima zu einem sehr variablen macht, grosse Sprünge in der Temperatur und Feuchtigkeit erzeugt. Die kalten, an sich trockenen SW-Winde, die über die grossen Ebenen im Süden der Argentina, über die Pampas, herkommen, und häufig stürmisch wehen, heissen im allgemeinen „Pamperos“. Sie brechen meist plötzlich herein,

nachdem vorher die schwülen N-Winde eine Weile geherrscht haben, offenbar im Gefolge vorüberziehender Barometerminima, über deren allgemeinen Verlauf jedoch sich derzeit noch nichts sagen lässt. Zuweilen geht der Sturm im Gefolge von Staubwolken und Gewittern schnell vorüber, zuweilen hält der Pampero aber auch tagelang an.

Zu Buenos Aires kommen nach de Boer auf das Jahr durchschnittlich 12,4 Pamperos, am häufigsten sind dieselben im Oktober, November und Januar. Regen und Gewitter begleiten oder folgen doch bald dem Ausbruch des Pampero in den meisten Fällen. Während im allgemeinen der Name Pampero jedem heftigen SW-Winde beigelegt wird, ist jene Erscheinung, die in den Schilderungen der Naturverhältnisse der Argentina als Pampero beschrieben wird, nichts anderes als eine Regen- oder Gewitterböe, die von SW in die warme feuchte Luft der vorausgegangenen N- und NE-Winde plötzlich hereinbricht. Die trefflichen, durch Abbildungen veranschaulichten Schilderungen von D. Christison[1]) machen es unzweifelhaft, dass der Pampero unseren Böen aus NW ganz analog, im allgemeinen aber mit stärkeren elektrischen Erscheinungen verbunden ist, und durch die grossen Ebenen in seiner Heftigkeit verstärkt wird. In Central-Uruguay war die durchschnittliche Temperaturdepression durch einen Pampero 7,2°, einmal 24° in 14 Stunden und einmal 17,3° in 6 Stunden. „Der auffallendste Charakterzug des Pampero war das stets auftretende plötzliche Ausbrechen des Sturmes mit seiner grössten Heftigkeit; dieselbe hielt nur 10—14 Minuten durchschnittlich an, dann liess sie nach und der Pampero wehte noch einige Stunden mit verminderter Heftigkeit.“ Der Pampero kündigt sich an durch dunkle Wolkenmassen am SW-Horizont, die ausserordentlich rasch heraufrücken, namentlich charakteristisch ist ein dicker schwarzer Wolkenwulst, der in der Front heranrollt und die ganze Breite des Horizontes umspannt; sobald er den Zenith erreicht hat, bricht der Pampero los. Meistens tritt derselbe in den Nachmittags- oder Abendstunden ein, nicht selten auch bei

1) Journal of the Scottish Met. Soc. Vol. V.

Nacht. Unaufhörliches Blitzen am südlichen Horizont kündet dann den heraufziehenden Pampero an.

Da die Pamperos Abkühlung und Niederschläge bringen, so ist ihr Eintreten im Sommer kein unerwünschtes. Während die Regen, die das Einbrechen des Pamperos begleiten, den Charakter von Platzregen haben und schnell vorübergehen, kommen in der küstennahen Region auch längerdauernde allgemeine Regen (Landregen) mit SE-Winden, zuweilen von Gewittern begleitet, vor, also „Seeregen“, wie wir sie schon auf der Ostseite in Afrika kennen gelernt haben.

An der Küste spielen auch die SE-Stürme eine Rolle, sie werden namentlich zuweilen dem Hafen von Montevideo gefährlich und sind unter dem Namen „Su-estada“ bekannt. Es kommen jährlich aber bloss 3 Su-estadas auf 16 Pamperos zu Montevideo.

Der Nordwind fällt in unserem ganzen Gebiet durch seine schwüle Hitze beschwerlich und wird gefürchtet; er verursacht neuralgische Schmerzen, Migräne, besonders bei Frauen, und macht zu jeder Arbeit unfähig (ein Analogon des Scirocco); besonders im Innern tritt er im Sommer mit Heftigkeit und grosser Hitze auf, er führt dort den Namen „Sondo“.

Noch in Paraguay erreicht nach Johnston der mittlere Temperaturunterschied der S- und N-Winde 5 bis 6°, in einzelnen Fällen plötzlichen Wechsels ist derselbe weit grösser. Der Südwind ist auch dort trocken, kühl, frisch, anregend und verscheucht für einige Zeit die Moskitos, der Nordwind im Gegensatz bringt eine heisse, feuchte, erschlaffende Atmosphäre und ist das Signal erneuter Lebensthätigkeit für jede der Myriaden Arten von Insekten, die mit den Fröschen darin wetteifern, die Abend- und Nachtluft mit ihren Stimmen zu erfüllen.

Eine gute allgemeine Schilderung des Witterungsverläufes in der argentinischen Provinz Entre Rios gibt Hermann Frey, welcher längere Zeit auf dem Lande gelebt hat und dann drei Jahre zu Concordia als meteorologischer Beobachter thätig war. Wir geben davon einen Auszug.

Es herrscht ein unaufhörlicher regelmässiger Kampf zwischen den nördlichen warmen und den südlichen kalten Luftströmungen, also zwischen den eigentlichen Wetterfaktoren, und dieser Streit endet immer mit einem furchtbar erhabenen Naturschauspiel.

Dieser Wechsel vollzieht sich folgendermassen: es blase z. B. der Nordwind, der warme Luftstrom, der aus den Hochflächen Brasiliens herkommt; hat dieser den Tag hindurch geweht, so geht er abends wieder nach Nordost zurück; am folenden Morgen beginnt er wieder als Nordost, um später in Nord überzugehen. Auf diese Weise bläst er mehrere Tage; die Söhne des Landes (los hijos del pais) sagen, der Nordwind blase sieben Tage. Durch dieses fortwährende Zuströmen warmer Luft hat sich die Temperatur bedeutend erhöht, während das Barometer immer tiefer sinkt. Alles leidet unter dem heissen Hauche und verlangt sehnlichst nach Abkühlung und Labung. Da beginnen im Südwesten Wolkenmassen sich zusammenzuballen, die sich bald schreckenerregend vermehren; ein einziger gewaltiger Wolkengürtel umspannt den Horizont in einem Bogen vom äussersten Südwesten bis zum fernsten Südosten; in der Mitte ist der Gürtel schwarz, an seinem nach Norden gerichteten Saume kupferroth, cuivré, wie Bernardin de St. Pierre in seiner Beschreibung des Sturmes sagt, in welchem die arme Virginie umkam. Verderbendrohend kommen sie heran, diese unendlichen Wolkenmassen, immer näher und näher, und senken sich immer tiefer und scheinen bei ihrem Bersten unabänderlich die ganze Schöpfung in Nacht und Graus begraben zu wollen. Noch immer weht der Nordwind; doch plötzlich hält er ein; eine Totenstille von einigen Sekunden folgt — da regt sich's über unseren Häuptern und bald auch zu unseren Füssen; eine entsetzliche Windsbraut stürmt daher, beugt und knickt die Bäume, wirbelt den Staub des Rodeo (d. i. der freie Platz bei den Häusern im Kamp, auf dem die Schafe bei schönem Wetter schlafen) auf, nimmt wohl das Binsendach eines Rancho (Hütte) mit und treibt die zitternde Schafherde des fahrlässigen Hirten nur zu oft ins Verderben. Das ist der entfesselte Südwest, der mächtige Pampero, das schnellste Ross meiner lieben Ebenen. Nach etwa einer Viertelstunde greift auch der Regen mit seinen tropischen Schauern in das Konzert ein, und vereint führen Wind und Wetter ein Schauspiel auf, das an Grossartigkeit seinesgleichen sucht.

Doch die Labung ist gekommen: mit Behagen trinkt der Hirte die frische reine Luft, lässt er das kühlende Nass über sich herunterstürzen, und ihm nach, um die Wette, thun's die Maispflanzen mit ihren welken Blättern und all die bescheidenen durstigen Blümlein des Kampes. Mehr oder weniger lange dauert die Wut des Ungewitters; doch schon beim ersten Stoss des Südwest ist das Quecksilber des Barometers gestiegen, der Wind dreht sich bald nach Süden und Südosten und hält so einige Tage an; herrliche kühle Temperatur, ein wundervoll blauer Himmel, einige hoch oben sanft hinschwebende Cirrocumuli (Schäfchen) erfreuen nun die Bewohner der Ebenen; die Herden trocknen sich an der

Sonne und sättigen sich mit schwellendem Grase; alles atmet Zufriedenheit und Wohlbehagen. Da geht der Wind langsam nach Osten, nach Nordosten; noch dauert das schöne Wetter, allein die steigende Temperatur macht sich fühlbar und deutet schon auf den kommenden Wechsel. „Das Wasser schmeckt gut,“ sagte mir einst an einem solchen Tage ein junger Gaucho, „es wird bald regnen.“ Bald bläst der Wind direkt aus Norden, und der Kreislauf beginnt von neuem.

Gefährliche Ausnahmen bilden die Landregen von Osten. Es wehe z. B. ein kalter starker Südost; nach einiger Zeit lässt die Kälte ein wenig nach, der Wind geht nach Osten, bringt aber einen feinen stetigen Regen mit sich, der imstande ist, den ganzen Tag anzuhalten und für die Schafherden besonders im Dezember nach der Schur verderblich wirkt; Hunderte von fetten gesunden Schafen fallen ihm in kurzer Zeit zum Opfer.

Lokale Gewitter bilden sich sehr selten, und zwar gewöhnlich im Norden, sind aber von keiner Bedeutung.

Wir geben nun eine kurze Schilderung des Klimas von Buenos Aires nach Burmeister, welcher wir einige allgemeine Angaben vorausschicken.

Buenos Aires (unter 34° 6′ S. Br.) liegt am südwestlichen Ufer des Rio de la Plata, der hier über fünf geographische Meilen breit ist, so dass man das andere Ufer nicht mehr sehen kann. Der Wasserspiegel des Flusses steht bei mittlerem Wasserstand 3 m über dem Meeresniveau unterhalb Montevideo. Nach vieljährigen Beobachtungen ist die mittlere Sommertemperatur 23,6°, die mittleren Monatsextreme dieser Jahreszeit sind 13,4 und 32,9°; die mittlere Temperatur des Winters ist 11,0°, dessen mittlere Extreme 1,5 und 19,4°. Die relative Feuchtigkeit schwankt zwischen 64% im Dezember und 83% im Juni. Man hat durchschnittlich 197 heitere Tage, davon entfallen die meisten auf den Sommer; die mittlere Bewölkung ist 46%, im Dezember 40, im Juni 58%.

Der allgemeine Eindruck des Klimas ist keineswegs ein angenehmer; man begreift, wenn man hier ein paar Monate selbst in guter Behausung gelebt hat, wie enttäuscht bald die ersten Ankömmlinge hier werden mussten, welche im Jahre 1535 mit Don Pedro de Mendoza gelandet waren und von dem milden Eindruck eines schönen Tages nach langer Seefahrt überrascht ausgerufen hatten: „Que buenos aires son estos!“ Die Atmosphäre ist selten ruhig, und die vorherrschenden S- und SW-Winde (Pamperos), gewöhnlich sehr heftig wehend, führen eine Masse Staub mit sich, welcher durch alle Fugen und Ritzen selbst in die

Häuser eindringt und einen Spaziergang keineswegs zu einem Vergnügen macht. Diese Winde, sowie der SE und N arten von Zeit zu Zeit zu Orkanen aus, und es vergeht selten ein Jahr, ohne dass sie auf der Reede oder in der Stadt selbst grossen Schaden anrichten. Schöne Tage mit reinem Himmel und ruhiger Luft sind selten. Die Atmosphäre ist fast immer in Bewegung, bald heftiger, bald schwächer; im Sommer ist es sehr heiss, im Winter sehr feucht, und das atmosphärische Regime sehr unregelmässig, von einem Extrem rasch zum anderen übergehend, wie schon der erste Beobachter P. Cerviño gesagt hat, dass er nicht 8 ruhige Tage im ganzen Jahr gefunden habe, und ähnlich äusserte sich Azara in Bezug auf das Klima von Buenos Aires, dass es weniger durch die Temperaturverhältnisse bestimmt werde, als durch die Winde, welche über die grossen Ebenen dahinfegen.

Dessenungeachtet ist das Klima von Buenos Aires sehr gesund, die Einwohner erfreuen sich einer guten Gesundheit und Fremde acclimatisieren sich leicht; der Autor selbst hat seine in Europa sehr geschwächte Gesundheit hier wieder erlangt und fühlt sich beträchtlich verjüngt. Allerdings ist 1871 das gelbe Fieber in Buenos Aires verheerend aufgetreten und zweimal die Cholera, aber diese durch Einschleppung verbreiteten Krankheiten sprechen nicht gegen das Klima, welches der Entwickelung kontagiöser Krankheiten nicht günstig ist.

In dem breiten Gürtel von Gärten um Buenos Aires, welche an die Stelle der Steppe getreten sind, die früher schon an den Stadtmauern begann, kommen alle mitteleuropäischen und viele südeuropäischen Früchte trefflich fort: Kirschen, Pflaumen, Aepfel, Aprikosen und Pfirsiche, Feigen und Wein; für Orangen dagegen ist das Klima zu rauh. Die ersten Blüten entfalten auch hier die Pfirsiche, und zwar schon im August, der eigentliche Blütenmonat ist aber der September, die Apfelblüten erscheinen erst Anfang Oktober und der Wein beginnt Mitte November zu blühen. Zu Anfang dieses Monats hat man die ersten reifen Erdbeeren, Kirschen und Aprikosen, sowie alle Hülsenfrüchte; die Spargeln sind hier unschmackhaft. Gegen Ende Dezember erntet man die europäischen Getreidearten, um die Mitte des Monats reifen die grünen Feigen, die blauen im Februar; die Trauben reifen Ende Januar, die allgemeine Traubenlese findet jedoch nicht vor Anfang Februar statt, in offenen Gärten sogar erst im März, in diesem Monat findet auch die Maisernte statt. In diesen beiden Monaten reifen auch die Birnen und Aepfel, welche aber nicht so gut gedeihen wie in Europa, die besten kommen aus dem Innern, aus den Umgebungen von Cordoba. Mit Ende März geht die Vegetation zurück, der April hat schon einige sehr kalte Tage, im Mai sinkt die Temperatur noch mehr und die Vegetation tritt ihre Winterruhe an. Gegen Ende Mai verlieren die Bäume ihre Blätter, und der Anblick der Landschaft wird winterlich. Nur die Orangen, welche man in den Höfen der Häuser cultiviert, bleiben grün und schmücken sich mit ihren Goldäpfeln.

In den Umgebungen der Stadt sind Nachtfröste sehr häufig, selbst im Frühling und Herbst; in der Stadt sinkt die Temperatur selten unter den Gefrierpunkt, und man sieht selten Eisblumen an den Fenstern. Im Winter ist die Luft sehr feucht und Ledersachen müssen von Zeit zu Zeit ins Freie und in die Sonne gebracht werden, wenn man sie vor Schimmel bewahren will. Wenn im Winterhalbjahr der Nordwind eintritt, kondensiert sich dessen Wasserdampf überall, die Mauern werden nass, die Bäume tropfen. Bei kaltem Wetter bildet sich dann häufig dicker Reif, so dass die Gegend aussieht, als wäre sie mit Schnee bedeckt.

Der Himmel ist zu Buenos Aires viel heiterer als im mittleren Europa, ganz bedeckte Tage sind selten, im Sommer gibt es viele wolkenlose Tage, namentlich am Morgen sieht man dann selten eine Wolke.

Burmeister unterscheidet trockene Pamperos und feuchte. Die ersteren sind Staubstürme, welche zuweilen auf kurze Zeit den Tag in Nacht verwandeln. Die langandauernden Regen kommen mit E- bis NE-Winden, der Pampero (SW) bringt kurze Schlagregen. Die Hauptregenzeit ist der Frühling.

Im Innern des Landes, im Westen der Republik, sind heftige langandauernde Regen sehr selten (in den Jahren 1863 und 1873 sind jedoch grosse Ueberschwemmungen in den Provinzen Salta, Tucuman, Catamarca und La Rioja eingetreten), dagegen stellen sich zuweilen Dürreperioden ein, die der Bodenkultur und Viehzucht von grossem Nachteil werden. Man rechnet unter 5 Jahren nur auf 2 gute und 3 schlechte und sieht alle 12—15 Jahre grosse Trockenzeiten eintreten, die zuweilen die Hälfte bis 2 Drittel des reichen Viehstandes vernichten.

Das Klima des Innern, namentlich das von Mendoza und Tucuman, unterscheidet sich von jenem von Buenos Aires vorzugsweise durch die grosse Ruhe der Luft. Winde, welche einen Tag hindurch anhalten, sind sehr selten. Der Himmel Mendozas ist stets klar und rein, Tage, an denen die Sonne nicht zum Vorschein kommt, sind selten, selbst an Regentagen klärt sich der Himmel bald wieder auf und nimmt schnell sein reines Blau wieder an, das aber nicht so tief ist, wie an den Ufern des Mittelmeeres. Die Regen fallen meist im Sommer in Begleitung von

Gewittern, die der einbrechende kühle SW erzeugt; Hagelfälle sind nicht selten. Im Sommer sind Windhosen und Staubtrichter über der Ebene häufig. Der heisse Nordwind „Sondo", der jährlich ein- bis zweimal auftritt, wird sehr gefürchtet.

Das eigentümliche Klima der Westküste von Südamerika verdient eine speciellere Charakterisierung, die wir hier durch auszugsweise Wiedergabe einiger Originalberichte von Reisenden etc. versuchen wollen.

Die Westküste von Südamerika von der Magelhaensstrasse bis gegen Concepcion (unter 37° S. Br.) hinauf hat ein sehr gleichförmiges Klima, dessen Charakter ausserordentlicher Regenreichtum und ein kühler unfreundlicher Sommer ist. Dieser Teil Patagoniens hat eine grosse Aehnlichkeit mit Norwegen, dieselbe durch zahlreiche Fjorde eingeschnittene Steilküste, ein eisbedecktes Innenland, welches Gletscherzungen bis gegen das Meer herabsendet, einen nassen trüben Wolkenhimmel — aber dieses südhemisphärische Norwegen liegt der geographischen Breite nach zwischen Berlin und Neapel. Die Schneegrenze findet sich zwischen 41 und 43° S. Br. in 1800 m Seehöhe (nach den Messungen der Offiziere des „Beagle"), nach Pissis liegt sie noch niedriger.

Breite . .	50°	48°	46°	44°	42°	40°	38°
Schneegrenze	800	1000	1200	1400	1600	1700	2100

In Norwegen liegt sie unter 61° noch etwas oberhalb 1600 m, hier sinkt sie 20° dem Aequator näher auf dieselbe Höhe herab. Das Klima ist unfreundlicher, trüber, regenreicher, aber viel gleichmässiger als das der Westküste Norwegens, wie auch die Temperatur viel höher ist.

Die Resultate der Beobachtungsstationen Puerto Monts und Ancud geben einen Massstab zur strengeren Vergleichung. Wir wollen hier auf die Beobachtungen zu Ancud auf Chiloe etwas näher eingehen.

Ancud, auf der Nordseite der Insel Chiloe, hat allerdings eine mittlere Jahrestemperatur gleich jener des begünstigten Teiles der mittleren Rheinebene, aber während der Winter wärmer ist als jener von Marseille,

kommt die Sommerwärme nur jener zu Drontheim und Archangel gleich. Die Jahresschwankung beträgt bloss 6°, die absoluten Temperaturextreme eines Jahres waren 20° und 0°, die Zahl der Regentage ist 194, wovon die meisten auf die Monate März bis August fallen.

Die jährliche Regenmenge erreicht fast 3,4 m; als grösste Regenmenge in 24 Stunden wird 125 mm angegeben. Schneefälle sind im Littorale unbekannt, Hagel ist häufig, besonders im Frühling, erreicht aber nie eine beträchtliche Grösse; nicht selten hagelt es auch bei Nacht. Reif ist häufig im Frühling im Innern des Landes. Im Winter bei stürmischem Wetter sind Gewitter häufig und Anzeichen des Wechsels zwischen NW- und SW-Wind; zündende Blitzschläge sind jedoch selten.

Die jährliche Regen- und Windperiode ist subtropisch; der Sommer ist die trockenste, heiterste Jahreszeit, in welcher die südlichen Winde ihre grösste Häufigkeit erreichen; N und NW sind hingegen im Winter am häufigsten. Die östlichen Winde sind, wie an der ganzen Westküste von Südamerika, selten.

Jahresperiode der Winde (Prozente).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
NE, N, NW . . .	**59**	30*	40	49
SW, S, SE . . .	20*	37	**42**	22

Die Drehung des Windes erfolgt nach der ausführlichen Darstellung der Windverhältnisse dieser Küsten von Kapitän Vidal Gormáz ganz nach der von Dove gegebenen Regel. Nachdem südliche und südöstliche Winde hohen Luftdruck, trockenes Wetter und Kalmen gebracht haben, bringt eine Drehung des Windes nach NE höhere Wärme und allmählich sinkenden Luftdruck. Nach einiger Zeit erhebt sich eine dunkle Wolkenbank am nördlichen Horizont, der Himmel bedeckt sich mit einem dichten Schleier, die Brise aus NE geht über in einen N, der bald darauf mit Heftigkeit hereinbricht. Ohne Abnahme der Heftigkeit geht der „Temporal“ nach NNW und NW. Die Windfahne oscilliert dann längere Zeit zwischen NW und SW, endlich dreht sich der Wind nach S; SE und E beschliessen dann die Drehung und bringen Kalmen, schönes Wetter und hohen Luftdruck.

Bei Stürmen zwischen NE und NW kann der Luftdruck bis auf 718 mm sinken, durchschnittlich steht er dann bei 736 mm, welcher Stand immer einen Temporal aus NW anzeigt. Wenn dann der Wind nach W und WSW umspringt, erhebt sich das Barometer rasch zu seinem mittleren Stand von 758 mm.

Stürme von W und SW sind von einer niedrigen Temperatur begleitet.

In einer noch südlicheren Gegend, im Chonosarchipel sind einige Monate hindurch Beobachtungen angestellt worden, und zwar zu Melinka unter 43° 52′ S. Br., 73° 50′ E. L. v. Gr.

Sie geben ein Sommermittel von 12° C., das Jahresmittel dürfte 9,1° C. sein, das absolute Wärmemaximum war 19°. Im Frühjahr herrschen die NW-Winde vor, im Sommer SW und W. Ueber das Klima im allgemeinen sagt Westhoff: Das Klima ist im Winter rauh, wie es in diesen Breiten überhaupt der Fall ist, die Temperaturwechsel sind sehr plötzlich, es folgen sich rasch heftige Regenschauer, öfter vermischt mit Hagel und immer begleitet von wütenden Stürmen. Die Nebel sind sehr häufig und erschweren die Schiffahrt in den gekrümmten Kanälen zwischen den Inseln. Erdbeben sind selten. Die schöne Jahreszeit hat sehr schöne Tage, wie man sie in besseren Klimaten kennt, und es erscheinen dann Kolibris, Hummeln (Abejas silvestres) und Insekten von verschiedenen und seltsamen Formen und Farben. Die Gebirgsgipfel der Inseln von 1000 Meter Seehöhe sind beständig mit Schnee bedeckt.

Mit lebhaften Farben schildert uns Darwin die Naturverhältnisse von Chiloe und des Chonosarchipels (Darwin, Naturwissenschaftliche Reisen, II. Theil, S. 26—56) mit ihren ewig feuchten undurchdringlichen Urwäldern. Ueber das Klima sagt er: Im Winter ist das Klima abscheulich und im Sommer nur etwas weniges besser. Ich glaube, es gibt wenige Teile der Welt innerhalb der gemässigten Zone, wo so viel Regen fällt. Die Winde sind sehr stürmisch und der Himmel fast immer bewölkt und eine Woche schönes Wetter ist eine grosse Seltenheit. Es ist selbst schwierig, auf einen Augenblick die Kordilleren zu sehen, während unseres Besuches (11. Nov. bis 1. Dez.) kam der Fall nur einmal vor.

Die niedrige Sommerwärme und die ungemein grosse Regenmenge erklären das Herabsteigen der Gletscher in dieser Gegend bis ans Meeresniveau in der Breite von Norditalien. In der Lagune von S. Rafael (unter 46° 33′) steigt ein Gletscher mit senkrecht abgebrochenem Eiswall in den See hinab, in welchem abgebrochene Stücke des Gletscherendes als Eisberge herumschwimmen, wie auf Spitzbergen oder Grönland.

Die Wälder, sagt Darwin, die das Land zwischen dem 38. und 40. Breitegrad bedecken, wetteifern in ihrer Ueppigkeit mit den glühenden Gegenden zwischen den Wendekreisen. Ich konnte mich in Chiloe (42° S. Br.) fast nach Brasilien versetzen. Stattliche Bäume mancherlei Art mit glatten tief gefärbten Rinden sind mit parasitischen Monokotyledonen überladen; grosse und zierliche Farnkräuter sind zahlreich und baumartige Gräser verschlingen die Bäume in eine verwickelte Masse bis zu einer Höhe von 9—12 Meter über dem Boden. Palmbäume wachsen in 37° Breite, ein baumartiges Gras wie der Bambus in 40° und eine andere nahe verwandte Art von grosser Länge, aber nicht aufrecht, selbst bis 45° S. Br.

An den Früchten jedoch, die sonst der Subtropenzone eigentümlich sind, ist dieses Klima arm. Selbst die Kirschen gedeihen nicht mehr in Chiloe unter 42° S. Br., während sie an der Ostküste noch unter 48°, in Port Désiré, Früchte tragen. Unter

41° S. Br. hat die Ostküste Ueberfluss an Weintrauben, Feigen, Pfirsichen, Wassermelonen, süssen Bataten, Oliven, Orangen, aber sie gedeihen nicht unter derselben Breite an der Westküste. In Chiloe (unter 42°), dem nördlichen Spanien entsprechend, verlangen Pfirsiche die grösste Sorgfalt und bringen selten Früchte, Erdbeeren und Aepfel aber gedeihen wunderbar. Das Getreide muss häufig vor der Zeit geschnitten und in die Häuser zum Trocknen gebracht werden. Valdivia liegt in einem Wald von Apfelbäumen, sein Klima ist ein beständiger Frühling, eine Fülle von Blumen mangelt in keiner Jahreszeit, aber der Sommer hat keinen Ueberfluss an Früchten. Pelargonien, Kamelien, Heliotropen, Limonen Apfelsinen, Kakteen überwintern leicht; Trauben und Feigen reifen, sind aber (hier in der Breite von Madrid) durchaus nicht gewöhnlich. Mandelbäume, Pomeranzen (Naranjos), Nussbäume leiden nicht vom Winterfrost, aber sie reifen keine Früchte, oder nur mit Schwierigkeit (selbst in Concepcion, 37° S. Br., sind Apfelsinen nicht häufig). Andere Früchte, wie Kirschen, Himbeeren, Erdbeeren, erreichen nicht das Aroma und die Süssigkeit wie im Norden von Deutschland (Frick).

Santiago, die Hauptstadt von Chile, liegt in einem elliptisch geformten Becken, dessen Längsachse von NNW nach SSE geht, in einer Seehöhe von 570 m in kaum 100 km direktem Abstand von der See, durch die Küstenkordillere von derselben orographisch getrennt. Im Osten erhebt sich die Basis der nächsten Andenkette in 15 km Entfernung mit Höhen bis zu 4000 m, und hinter derselben ragen erst die Riesenhäupter der Hauptkette empor: der Vulkan San José (6100 m), der Tupungato (6180 m, Schneegrenze in 3500 m) und im NE der schon entferntere Acongagua (6830 m). Die Ebene wird bewässert von dem Rio Maypu und seinen Zuflüssen, von denen der Rio Mapocho durch die Stadt selbst fliesst Zahlreiche Bewässerungskanäle verteilen das Wasser über die im Sommer dürren Niederungen.

Das Klima wie die Lage von Santiago werden uns als reizend geschildert. Die beträchtliche Seehöhe und die Nähe der Anden mildern die Sommerwärme, welche hier in der Breite von Tripolis nicht einmal jene von Wien erreicht. Und doch sind die Winter so milde, dass in den Gärten die Vegetationstypen der heissen und gemässigten Zone sich zusammenfinden; die einheimische Palme und die Araucaria, die Cherimoya des tropischen

Amerika und die japanische Mispel, die Magnolie von Florida und die Olive Südeuropas — sie erreichen hier denselben kräftigen Wuchs und dieselbe Ueppigkeit ihres Blütenschmuckes wie in ihrer Heimat.

Erdbeben (temblores) sind ziemlich häufig, im Mittel zählt man jährlich deren 11[1], es sind dies aber lokale Erschütterungen, die selten Schaden anrichten, die heftigen verbreiteteren Erdstösse sind viel seltener; sie heissen Terremotos.

Gilliss gibt folgende Schilderung des Charakters der Jahreszeiten auf der Hochebene von Santiago.

Der Winter ist bei den Eingebornen sehr verrufen, und er ist in der That unangenehm, wenn man ihn mit den anderen Jahreszeiten vergleicht. Aber dies schliesst nicht aus, dass auch in diesen Monaten (Juni bis August) sehr freundliche Tage eintreten. Zuweilen vergeht eine ganze Woche, ohne dass es einen Tropfen regnet, keine Wolke verdüstert den Himmel, die Temperatur ist überaus angenehm und die Sonne verklärt mit ihren Strahlen den Schneemantel der Kordilleren. In einer langen Linie ruhen dann oft die Cumuli auf halber Höhe an den Bergabhängen, aber darüber hinaus ragen die silbernen Häupter in das tiefe Blau des Himmels, das jetzt dunkler ist als selbst im Sommer. Dies sind auch die Tage, an denen die purpurne Färbung der Schneekämme beim Sonnenuntergang am lebhaftesten ist. Die Farbenänderung beginnt, sobald die Ebene in den Schatten der westlichen Küstenkordillere taucht. Gilliss findet die Färbung des Schnees mehr scharlach als rosa. Die Farbenreize, welche durch die Verteilung von Licht und Schatten auf den Anden dann hervorgerufen werden, lassen sich nicht beschreiben, es ist ein Schauspiel einzig in seiner Art. In den Nächten, die auf solche Tage folgen, leuchten Planeten und Sterne ausserordentlich brillant, doch zu astronomischen Beobachtungen sind diese Nächte nicht günstig, weil die Atmosphäre zu sehr mit Feuchtigkeit gesättigt ist und die Temperaturschwankungen zu gross sind. Auch das Zodiakallicht zeigt sich zu Anfang und Ende dieser Jahreszeit am glänzendsten. In keinem anderen Teile der Welt, sagt Gilliss, habe ich es so schön gesehen. Gegen Tagesanbruch, besonders im August, wenn die Schneehülle der Berge am stärksten ist und am weitesten herabreicht, bedecken sich nachts die Dächer mit Reif, und auf freien Plätzen kann man Wasserlachen mit dünnem Eis überzogen finden. Die mittlere Minimumtemperatur dieser Jahreszeit bleibt aber immer noch 5° C. über dem Gefrierpunkt und es wird nicht notwendig, manche Gewächshauspflanzen

[1] 1849—65: Herbst und Winter 6,3, Frühling 2,7, Sommer 2,1.

zu schützen. Die Floribunden (Datura arborea), Calla Ethiopica, Heliotropen beladen die Luft der Gärten mit ihrem Wohlgeruch.

Solange der Wind von Süd weht, bringt er keinen Niederschlag der Feuchtigkeit. Kommt er aber von N oder NW, so steigt die Temperatur, eine dichte Schicht von Dämpfen wälzt sich über die Küstenkette ins Thal herein und es fällt Regen. Oft lösen sich die Dämpfe auf, sowie sie sich mit der warmen Luft des Thalbeckens mischen; kommt ihnen aber dann ein kalter Luftstrom von den Anden entgegen, so erfolgt die Kondensation plötzlich und der Regen strömt in Güssen herab. In einer gewissen Höhe auf den Bergen verwandelt sich der Regensturm (temporal) in Schneegestöber. Gelegentlich kann Schnee auch in der Ebene fallen, doch hält er sich dann nicht fünf Stunden am Boden. Während des Winters war der Regen niemals von Donner und Blitz begleitet, noch war der Wind sehr heftig. Um die Mitte des Juni (unserem Dezember entsprechend) stehen die Mandelbäume, die wilden Veilchen, Hyacinthen, Ranunkeln in Blüte und vor Ausgang dieses Monats erfüllt die Acacia cavenia die Luft mit dem Wohlgeruch ihrer Blüten. Die Regen haben die Frösche aus ihrer Erstarrung geweckt und jede kleine Pfütze ertönt von ihrem Lärm.

Im August blühen die Kirschen, die Pfirsiche, die Pflaumen, die Acacia lophanta, eine Fumaria und eine Anzahl einheimischer Amaryllideen und Anemonen.

Noch im Frühling sind die Regen nicht selten, der September ist noch sehr trüb, aber die Temperatur steigt nun ziemlich rasch. In dieser Jahreszeit traten die 3 Gewitter ein, welche Gilliss überhaupt in Santiago zu beobachten Gelegenheit hatte. Gewitter sind daselbst eine sehr seltene Erscheinung und erregen kaum mindern Schrecken als Erdbeben. Aber ein anderes, noch ziemlich rätselhaftes Phänomen ist zu dieser Jahreszeit häufig, eine Art Wetterleuchten über den Anden in ENE. Zuweilen dehnt es sich bis nach Süden aus gegen die Spitzen von S. José, es ist ein kontinuierliches Aufleuchten ohne Donner und dauert oft eine Stunde und darüber. Reisende, welche zur selben Zeit die hohen Andenpässe überschritten hatten, nahmen davon nichts wahr, und erfuhren erst in Santiago von der brillanten Erscheinung, welche in derselben Richtung, woher sie gekommen, beobachtet worden war [1]).

Die Vegetation macht rapide Fortschritte. Birnen und Aepfelbäume stehen in der ersten Septemberhälfte in Blüte; die Feigenbäume, die lombardische Pappel sind voll belaubt zu Ende dieses Monats. Lilak, Gladiolus (byzanticus), Nelken und eine Menge anderer Gartenblumen entfalten ihre Blüten. Mitte No-

---

1) Man hat diese Erscheinung (Meyen, Bibra) durch ein periodisches Aufblitzen der Lava in den Kratern einiger Vulkane zu erklären gesucht; Tschudi macht es wahrscheinlich, dass es elektrische Entladungen in den Anden seien. Sitzungsber. d. Wien. Akad., 27. Bd., 1859.

vember kann man schon die ersten reifen Erdbeeren haben. In diesem Monat blühen die Olivenbäume und der Mais bekommt Zapfen und gegen Ende des Monats glänzen dieselben schon golden im Sonnenlichte. Hingegen sehen die natürlichen Weiden, die sonnigen Hügelseiten schon verbrannt aus, Grün bleibt nur in den schattigen Ravinen des Flusses und wo der Boden künstlich bewässert wird. Sonst sehen die Hügel traurig und kahl aus, nur der riesige Quisco (eine Kaktusart, Cereus Quisco) streckt seine dunkeln ästigen Arme gegen den Himmel.

Im Sommer nimmt die Lufttrockenheit zu; wenn bei Sonnenaufgang das befeuchtete Thermometer nur 1—2° unter der Lufttemperatur bleibt, kann man es um 3—4^h nachmittags 15° unter dieselbe herabsinken sehen. Das Mittel der wärmsten Stunde erreicht 26,6°, die Temperatur zur kühlsten Tageszeit sinkt auf 14,8. Doch ist die Hitze nicht belästigend, denn die Evaporation ist rapid. Wäre im Winter der Himmel so klar wie im Sommer, es müsste strenge Fröste geben.

Regen fällt im Sommer selten, und wenn es einmal geschieht, herrscht gleich danach wieder Trockenheit. Am 13. Januar 1852 erlebte man einen Hagelfall. Am Morgen ist die Luft gewöhnlich ruhig bis 9 oder 10^h vormittags, wo der SW sich aufmacht. Er nimmt an Stärke zu bis 2 oder 3^h nachmittags und wird dann wieder schwächer bis Sonnenuntergang, wo Windstille herrscht. Die Stärke des SW erreicht selten mehr als die einer frischen Brise, auf den Andenpässen aber weht er heftig. Nach Sonnenuntergang beginnt der „Terral“ (Landwind). Er erlischt bei Sonnenaufgang. Die Atmosphäre ist zu dieser Jahreszeit vollkommen klar, nur an den Anden bilden sich Wolken; zerstreuen sie sich nachts, so sieht man den flammenden Lichtschein von Blitzen oft bis Mitternacht. Die Durchsichtigkeit der Atmosphäre bei Nacht ist so gross, als ein Astronom sich nur wünschen kann. Gegen Ende dieser Jahreszeit aber beraubt eine Art trockener Nebel die Atmosphäre ihrer Durchsichtigkeit.

Zeitig im Dezember erntet man Weizen und Gerste. Von Früchten hat man Erdbeeren, Feigen und Kirschen. Am Weihnachtstage bringt man Melonen, Aprikosen, die Aprikosenpflaume auf den Markt — nahezu alle Früchte werden jedoch vor ihrer Reife abgenommen. Die Abhänge der Hügel und die unkultivierten Teile der Ebene sind nun vollständig kahl und trostlos; der Südwind treibt Staubwolken auf und Staub und Hitze beschränken einen zwischen 9^h vormittags und 4^h nachmittags auf die Wohnung.

Der Herbst ist in der Provinz Santiago nicht minder reizend als die anderen Jahreszeiten. Während des März und der ersten Hälfte des April herrscht ausnahmslos schönes Wetter, doch ist die Atmosphäre minder durchsichtig bei Tag und reichlicher Nachttau zeigt die wachsende Feuchtigkeit. Gegen Ende dieses Monats oder in der ersten Hälfte des zweiten gewinnt die Atmosphäre gewöhnlich durch 10—15 Tage ein eigentümliches Aus-

sehen, ein Mittelding zwischen Rauch und trockenem Nebel bewirkt eine Trübung, wie sie den Indianersommer Nordamerikas bezeichnet. Die Hitze ist dann oft drückender als im Sommer. Die Südwestbrise bei Tag wird immer mässiger, und der „Terral" beschränkt sich gewöhnlich auf die westliche Kordillere.

Man erntet jetzt Bohnen, Capsicum, Kartoffeln; die Trauben werden reif zur Lese zwischen dem 10. und 20. April. Morgennebel werden häufig, es zeigen sich Höfe um Sonne und Mond, Wolken sammeln sich auf den Anden in dichten Massen; Sturm, Regen und Schnee, Blitze sind tägliche Phänomene auf ihren Höhen.

Pissis beschreibt in seinem Werke über Chile eingehender die lokalen Winde, welche durch den täglichen Wechsel der Erwärmung und Erkaltung des Landes zwischen der Küste und dem Westabhang der Anden entstehen: die aufsteigenden Winde bei Tag, die thalabwärtswehenden bei Nacht. Den westlichen Seewind bei Tag haben wir schon erwähnt. Die Abkühlung der Gebirgsabhänge bei Nacht ruft einen niedersinkenden östlichen Luftstrom hervor, welcher über den Kamm der Küstenkordillere hinweg gegen das Meer hin abfliesst, während in dem grossen Längsthal selbst die Luft stagniert und Windstille herrscht. Die Thäler füllen sich während der kühlen Nächte und Morgen des Frühlings und Herbstes mit Nebel, aber auch an der Küste erzeugt die erkaltete, vom Kamm der Küstenkordillere herabsinkende Luft durch ihren Kontakt mit der wärmeren Seeluft Nebel, welche sich konstant jeden Morgen über einem grossen Teil der chilenischen Küste bilden.

Ueber den Regenfall sagt Pissis, dass zwischen dem 24. und 27. Breitegrad oft viele Jahre verfliessen, ohne dass ein Tropfen Regen fällt. Zuweilen bilden sich jedoch lokale Gewitter über gewissen Berggruppen, die sich aus der Wüste erheben, der Regen fällt dann in Strömen und erzeugt Giessbäche, die sich auf dem Grunde der Barrancos fortwälzen. Zwischen 27 und 29° treten seltene spärliche Regenfälle ein; auch hier vergehen zuweilen 1 oder 2 Jahre, ohne dass Regen fällt. In den Anden hingegen gibt es Gewitter, welche die Schneehülle wieder erneuern und die Bäche nähren, die ihr Wasser bis ins Meer ergiessen. Zwischen 29 und 32° regnet es einige Male im Jahre in Form von starken Platzregen,

welche bloss einige Stunden andauern. Zu Santiago (33,4° Br.) fallen bloss 419 mm und die Zahl der Regentage ist 22. Diese Daten haben jedoch nur einen lokalen Charakter und dürfen nicht als Mass des jährlichen Regenfalles für die ganze Gegend betrachtet werden. Selbst während der trockensten Jahreszeit ist die Gebirgskette der Anden der Schauplatz zahlreicher Gewitter. Die Regen sind viel häufiger im Westen der Küstenkordillere als im grossen Längsthale. Diese Unterschiede machen sich aber nur nördlich von 37° S. bemerkbar, südlich davon ist die Regenverteilung eine gleichmässigere. Der Verfasser schildert ausführlicher das Fortschreiten der Regen während der Sommermonate und das der Winterregen, welches in entgegengesetzter Richtung erfolgt.

Verderbliche Gewitter sind in dem bewohnten Teile von Chile unbekannt, ja es sind in dem Längsthale, wie an der Küste Gewitter überhaupt höchst selten. In den Anden hingegen vergeht während der Monate November bis Februar selten ein Tag, ohne dass in dem einen oder anderen Teile derselben ein Gewittersturm losbricht. Die höchsten Spitzen dieser Gebirgskette, wie der Mercedario, der Acongagua, der Tupungato, die vulkanischen Gruppen von Descabezado, von Maule und von Chillan, sind es zumeist, um welche die Gewitter entstehen. Am Morgen bildet sich erst eine kleine Wolke an einem der höchsten Teile, welche sich rasch vergrössert, ihre Formen ändert und in kurzem zu einem Cumulus anwächst, dessen Basis sich ausdehnt und der allmählich eine Spitze nach der anderen einhüllt, endlich auch die Hochthäler umfängt und am Nachmittag sich in einem Gewitter entladet. Diese Unwetter sind oft begleitet von fürchterlichen elektrischen Phänomenen, die Blitze kreuzen sich fortwährend, und wenn es in diesen Hochregionen auch selten regnet, so fallen doch Schnee und Hagel, welche von den heftigen Windstössen wieder vom Boden aufgehoben und herumgetrieben werden. Das Geräusch des Donners ist weniger intensiv wie in den Niederungen, aber die Detonationen sind so zahlreich, dass sie in ein fortwährendes Donnerrollen übergehen, welches erst mit dem Gewittersturm selbst aufhört. Jedes Hagelkorn und jede Schneeflocke ist mit Elektricität geladen; nur diesem Umstande ist die bemerkenswerte Phosphorescenz zuzuschreiben, welche sich in der Nacht nach einem solchen Unwetter einstellt. Der Wind, welcher während des grössten Teiles des Tages von W wehte, schlägt während der Gewitter in die entgegengesetzte Richtung um. Solche Gewitterstürme von kurzer Dauer stellen sich auch ein auf den Ostabhängen der Anden und den Ebenen der Pampas.

Wenn im Gegensatze hierzu die Gewitterwolken eine grosse Ausdehnung erlangen, so verbreiten sie sich auch allmählich nach Westen, und während die Cumuli sich über den Andengipfeln bilden, erscheinen auch kleine Wölkchen über der Küstenkordillere. Diese Wölkchen verwandeln sich in Cumuli, welche sich mehr und mehr vergrössern und in eine Masse verschmelzen. Der untere Teil dieser Wolkenmasse bildet eine horizontale Schichte, die sich in einer Höhe von 1500—2000 m hält. Sie erstreckt sich mehr und mehr nach Osten hin und vereinigt sich endlich mit jener der Anden, und das Gewitter ist fertig.

Die grossen Ungewitter in Chile dauern 3—4 Tage, aber bloss während der ersten Stunden zeigen sich elektrische Entladungen, die aber von beträchtlicher Intensität sind. Die Blitze durchzucken nicht selten den ganzen Zwischenraum zwischen den äussersten Vorbergen der Anden und den Gipfeln der Küstenkordillere (6—8 Leguas). Zuweilen fällt auch Hagel, aber dieses Phänomen ist in Chile sehr selten. Um so reichlicher sind die Gussregen, welche während einiger Tage fallen und die in den Anden noch viele Tage anhalten, wenn sie über der Ebene schon aufgehört haben. Zuletzt, wenn sich dann die Berge wieder entschleiern, erscheinen sie in einer frischen glänzenden Schneehülle. Diese grossen Unwetter, welche sich während des Sommers zuweilen einstellen, können für die Andenreisenden leicht verderblich werden und verursachen der Landwirtschaft grossen Schaden.

Ueber die Höhe der Schneegrenze in dem nördlichen Teil Chiles macht Pissis folgende Angaben.

	38°	36°	34°	32°	30°	28° S. Br.
Schneegrenze	2100	2600	3400	4300	4900	5500 m.

Zwischen 32 und 36° tritt die rascheste Senkung der Schneelinie ein.

Nördliches Chile: Serena, Copiapo. Je weiter wir an der Westküste Südamerikas nach Norden hinaufgehen, desto gleichförmiger wird das merkwürdige Klima dieses Küstenstriches. Die mächtige, nordwärts fliessende kühle Meeresströmung und die vorherrschenden Seewinde mässigen die Temperaturen der heissesten Monate in den Breitegraden von Kairo und Theben fast zur Milde eines deutschen Sommers, während die Wintertemperatur nicht unter die Süditaliens und Algeriens hinabsinkt.

Schon im Süden, noch in der Region der reichlichen Regen, sind Gewitter und Stürme selten und schwach; Orkane und verheerende Hagelwetter, wie sie in Europa so vielfach den Ernten verderblich werden, sind unbe-

kannt. Nur selten sind die Regenschauer mit kleinen Hagelkörnern untermischt, welche etwa 2—4 mm Durchmesser haben und keinen Schaden verursachen. Nur einen natürlichen Feind kennt in diesen ruhigen Himmelsstrichen der Ackerbauer und Viehzüchter, das sind die sogenannten „Temporales", lang andauernde Regengüsse, welche die Flüsse anschwellen, so dass sie aus ihren Ufern treten, das Land verwüstend und die Wohnungen der Ansiedler mit sich reissend. Namentlich aber werden sie Ursache eines grossen Verlustes an Vieh. Manche dieser zum Glücke nicht häufigen Ereignisse leben im allgemeinen Gedächtnisse, so der „Temporal" vom Winter 1850, vom März 1856, Februar 1858 und Juni 1864. Nach offiziellen Daten betrug bei jenem ersteren der Verlust an Vieh allein in den Provinzen Maule und Concepcion 220,000 Stück. Nördlicher hinauf werden sie und die Regen überhaupt immer seltener, und in der Breite von Copiapo (27° S.) fallen nur mehr ein- bis zweimal im Jahre einige Tropfen Regen. Gelegentlich kommen allerdings auch hier noch grosse Regengüsse vor, welche den aus luftgetrockneten Ziegeln erbauten Häusern dann sehr gefährlich werden [1]).

Interessant sind die Angaben Barrios über das Fortschreiten des „Temporal" vom 10. März 1856. In Concepcion (36,8°) begann der Regen am 10. März bei Tagesanbruch, Curico (35°) erreichte er um 10^h vormittags, Santiago (33,4°) am 11. März 6^h morgens, Serena (30°) am selben Tage 2^h nachmittags und Copiapo (27,4°) am 12. März 6^h morgens, so dass er sich in circa 48 Stunden über 9 Breitegrade fortpflanzte.

Pissis will bemerkt haben, dass die Regenschauer in ihrem Fortschreiten gern an den hydrographischen Grenzen, in den Flussthälern, innehalten. Die ersten Regen im Jahre fallen in den südlichen Provinzen, sie schreiten allmählich nach Norden fort; während in Valparaiso die Regen Anfang April eintreten, wird in Conchalee, 67 Meilen (engl.) nördlicher, vor Ende Mai kein

---

[1]) Siehe Treutler: „Ein Regentag in Copiapo".

Regen erwartet. Die Nordwinde werden immer seltener, je mehr man sich dem Wendekreise nähert. Zählt man die Winde von NW bis NE zu den Nordwinden, SE bis SW zu den Südwinden, so ergibt sich folgendes Verhältnis:

	Magelhaenstr.	Puerto Monts	Valparaiso
Nordwinde . . .	73	56	32 %
Südwinde	27	44	69 %

Die Ostwinde sind im ganzen chilenischen Territorium sehr selten, die vorherrschenden Winde kommen von Westen.

Zu Serena (Coquimbo) ist der Himmel mehr bewölkt als heiter. Im Winter und Frühling pflegen dichte Nebel einzutreten, welche den Boden vollständig durchnässen, die sogen. „Garugas". Wirkliche Regentage und Regenschauer, „Aguaceros", zählt das Jahr kaum mehr als 2—3, die in der Regel den Monaten Juni bis August zukommen. Die ersten Regen pflegen von Blitz und Donner begleitet zu sein, sie sind im allgemeinen ausgiebig, dauern aber selten länger als 6—8 Stunden. Im Jahr 1859 lieferten 2 Platzregen 25 mm, 1858 fielen in 3 Platzregen 132 mm, ein anderes Jahr in 4 Platzregen fast 300 mm. In besonders regenreichen Jahren erstrecken sich die Regen mit Unterbrechungen über 3—4 Tage. Dann beginnen die Giessbäche in den „Quebradas" zu fliessen, in denen man viele Jahre kein fliessendes Wasser gesehen hat, es heisst dann: „Die Quebrada läuft!" Solche Wasserfluten sollen sich nur in Perioden von 20—30 Jahren ereignen, sie werden verhängnisvoll für die Bewohner der Thäler und Niederungen.

Copiapo, der Hauptort des berühmten Minendistriktes von Chile, liegt 27° 23′ S. Br. in 395 m Seehöhe, 60 km vom Meere. Der Hafen von Copiapo ist Caldera. Im Winterhalbjahr lagern täglich dichte Nebel über Copiapo bis gegen 10^h morgens und die Temperatur ist sehr kühl. Die Nebel reichen aufwärts bis Pabellon, 26 km oberhalb Copiapo, und 270 m höher liegend. Hier bleibt der Himmel immer rein und klar und nur gegen Westen kann man Wolken sehen. Aber auch zu Copiapo

ist die mittlere Bewölkung sehr gering, kaum 21% im Jahresmittel (Juni jedoch 47%, Januar und September bloss 14%). Erdbeben sind sehr häufig, über 40 entfallen auf das Jahr. Obgleich die Häuser leicht aus Zimmerholz gebaut sind, schliesst man nicht gern die Thüren, da dieselben sonst bei einem Erdstoss kaum zu öffnen sind, und man schläft nie völlig entkleidet.

Die herrschenden Winde tagsüber sind SW bis NW, N ist selten. Regen fällt nur 1- bis 2mal im Jahr und nur im Winter. Als äusserste Temperaturextreme werden angegeben 38,7° und 3,5°, als mittlere Extreme im Januar 30—32° C., im Juli 7—8°. Die tägliche Wärmeschwankung ist ziemlich beträchtlich: 13,0° im Sommer, 11,1° im Winter und 12,0° im Jahresmittel. Die mittleren täglichen Sommermaxima sind 28,2°, die mittleren täglichen Winterminima 7,7°. Der Boden erkaltet sicherlich zuweilen unter den Gefrierpunkt. Die mittlere relative Feuchtigkeit für 9^h a. m. ist 68%, für 3^h p. m. 48%, ohne bedeutende jahreszeitliche Schwankungen; (im trockensten Monat [November] sind die Mittel 9^h a. m. 62%, 3^h p. m. 42%, im feuchtesten [April] 76% und 56%). Dass die Temperatur im Sommer landeinwärts zunimmt (wie in Kalifornien), haben wir früher erwähnt, selbst das Jahresmittel von Copiapo (in nahe 400 m Seehöhe) kommt jenem von Caldera gleich. Das früher erwähnte, noch höher liegende Pabellon soll ein Jahresmittel von 17,3° C. haben (Winter 13,6°, Sommer 21,7°) und Temperaturextreme zwischen 37,5° und 7,5° (letztere Temperatur wohl für 8 oder gar 9^h morgens geltend, daher zu hoch).

Meyen schildert den allgemeinen klimatischen Charakter dieses Teiles von Chile in folgender Weise:

Die furchtbare Plage der Erdbeben überwiegt nicht die Annehmlichkeiten, die der Reichtum des Landes an Metallen, dessen ausserordentliche Fruchtbarkeit und das schöne Klima dem Menschen darbieten. Hier ist der Himmel beinahe immer heiter und rein, nur des Morgens früh, wenn die Temperatur bedeutend herabgesunken ist, werden die Dünste in Form eines leichten Nebels niedergeschlagen, und nach einigen Stunden, nachdem die Sonne erschienen ist, verschwinden sie wieder und der Himmel bleibt den Tag über wolkenleer. In Copiapo und in diesem ganzen

Lande fällt beinahe niemals Regen; im Winter sinkt die Temperatur zuweilen so bedeutend, dass sich Niederschläge bilden, die als Schnee niederfallen (?), obgleich Copiapo unter 27° Breite liegt. Die Trockenheit der Luft ist sehr gross und die Veränderungen der Temperatur gehen äusserst regelmässig vor sich, dabei ist die Hitze im Verhältniss zur Breite äusserst gering, ja zur Zeit des Winters soll die Temperatur den Bewohnern des Landes zuweilen sehr empfindlich sein. Hierbei reifen aber doch die schönsten Früchte und der Boden ist verschwenderisch produktiv überall da, wo hinreichend Wasser ist, was sich denn freilich nur auf das Thal des Flusses ausdehnt. Nirgends werden Melonen grösser und wohlschmeckender als hier; die Weintrauben, die Granatäpfel und die Feigen, sowohl Ficos als Brevos, sind hier von ausserordentlicher Grösse und wohlschmeckender als in den südlichen Breiten von Chile. Die Pfirsiche (Durasnos) sind auch hier lange nicht so schön, als die bei uns an Spalieren gezogenen, aber besser als im südlichen Chile. Neben den Häusern zu Copiapo stehen Myrtenbäume mit Stämmen von einigen Fuss Dicke und Orangen von ausserordentlicher Höhe und ausgebreiteten Kronen. Von Stürmen, schädlichen Insekten und anderen Plagen des Landmanns hat man hier nichts zu befürchten, nur die Erdbeben zerstören die leichtgebauten Häuser, die auch ebenso schnell wieder errichtet werden. Ein ewiger Frühling und Sommer herrscht hier, aber von den Früchten der Tropen, der Cherimoya, dem Pisang und anderen tropischen Erzeugnissen haben wir nichts gesehen. Mais und Kartoffeln sind die Hauptnahrungsmittel der Bewohner.

Klima der oceanischen Inseln der südlichen Hemisphäre. Wir müssen zum Schluss noch einen kurzen Blick auf das Klima der dem Festlande entlegenen oceanischen Inseln werfen, von welchen regelmässige meteorologische Aufzeichnungen vorliegen.

Rapa oder Oparo ist eine kleine Insel im südlichen Pacific unter 27° 36′ S. Br. und 144° 11′ W. L. Die mittlere Jahrestemperatur ist 20,5°, der wärmste Monat ist der März mit 23,2°, der kälteste der September mit 17,8°. Die tägliche Wärmeschwankung beträgt bloss 2,8°. Die absoluten Temperaturextreme liegen zwischen 26° und etwa 10°. Der Regenfall ist sehr gross und die Bewölkung sehr hoch, etwa 70%. Die Winde kommen durch 8 Monate des Jahres von Osten, in den Monaten Mai bis August und einem Teil des September wiegen jedoch die westlichen Winde vor, sie wehen in heftigen Stössen mit Regen.

St. Paul im Indischen Ocean liegt unter 38° 43′ S. Br. und 75° 11′ E. L. v. Gr. Nach den nicht ein ganzes Jahr umfassenden Beobachtungen kann man die Mitteltemperatur bloss schätzen, aber ziemlich verlässlich zu 12,6°; der Juli (1871) hatte 10,7°, der Dezember (1874) 14,5°. Die Tagesschwankung ist sehr klein, die absoluten Extreme der Monate Oktober bis Dezember waren 20,0° und 6,4°. Die Witterung ist namentlich im Winter äusserst stürmisch. Bei N und NW ist das Wetter trüb, feucht und regnerisch, die Temperatur milde, das Barometer steht tief; sowie der Wind nach SW geht, wird das Wetter klar, die Luft kalt und das Barometer steigt. Unter 86 Tagen zwischen Oktober und Dezember gab es 32 Regentage. Die Winde SW bis N sind weitaus vorherrschend, am meisten überwiegt der Westwind.

Kergueleninsel. An der Kergueleninsel, im Christmashafen, überwinterte 1840 Sir James Ross und stellte meteorologische Beobachtungen an; einer deutschen und einer englischen Expedition zur Beobachtung des Venusdurchganges im Dezember 1874 verdanken wir ausserdem Beobachtungen für den Sommer. So kann die mittlere Temperatur, die auf dieser Insel herrscht, annähernd festgestellt werden. Die mittlere Sommertemperatur ist ganz auffallend niedrig, etwa 6,4° (in der Breite von 49° 17′ S.). Die Wintertemperatur ist milde, circa 2,0° (Juli 1,8°), das Jahresmittel somit etwa 4,2°. Es ist dies eines der auffallendsten Beispiele einer durch rein oceanische Lage erniedrigten Sommerwärme und einer Abstumpfung des Temperaturunterschiedes zwischen Winter und Sommer. Die Minima des Winters und Sommers sind wenig verschieden, jene betragen —1,7°, diese 1,1°, die Maxima des Sommers erheben sich bis zu 17,3°, die des Winters bis zu 7,3°, die Temperaturschwankungen sind demnach im Sommer viel grösser als im Winter. In Bezug auf die Hydrometeore liegen folgende Mittelwerte und Summen vor:

	Rel. Feucht.	Regenmenge	Regenwahrscheinlichk.	Bewölk.
Sommer . .	79 %	258 mm	0,56	7,4
Winter . .	81	749	0,94	8,1

Schleinitz charakterisiert die Witterung (des Sommers) kurz so: Es herrscht beständig Sturm zwischen NW und SW mit Schnee, Hagel und Regenböen, diesigem Horizont, aber oft auch klarem Himmel und kühlem Wetter. Ab und zu wird dieser N bis W-Sturm durch leichtere Winde aus diesen Richtungen, seltener durch stürmischen NE-Wind unterbrochen, letzterer bringt dichten Regen, Nebel und wärmeres Wetter. Im Winter ist die Witterung natürlich nicht besser, es herrschten oft orkanartige Stürme, und die Windstösse kamen so plötzlich, dass man sich kaum vor ihnen schützen konnte. Die Temperatur sank selten unter den Gefrierpunkt und der Schnee blieb auf den tieferen Stellen nie über 2—3 Tage liegen. Unter den 68 Tagen, welche Ross im Christmashafen zubrachte, waren 45 Tage mit Stürmen und nur 3 Tage ohne Regen und Schneefall. Die S-Winde bringen Kälte und hohen Luftdruck, die Stürme erreichen ihren Höhepunkt in NW. Kein Monat ist frei von einem gelegentlichen Schneefall. Die Gletscher reichen an manchen Stellen bis zum Meeresniveau herab.

Die Aucklandsinseln liegen unter 50° 32′ S. Br. und 166° 5′ E. L. v. Gr., 440 km südlich von Neuseeland. Hier stellte eine andere deutsche Expedition im Sommer 1874 meteorologische Beobachtungen an, welche zeigen, dass diese Inseln einen wärmeren Sommer haben, als die etwas nördlicher liegende Kergueleninsel; es macht sich hier wohl der warme, auf der Ostseite Australiens nach Süden gehende Meeresstrom fühlbar. Ueber die Witterungsverhältnisse des Winters verdankt man Kapitän Musgrave allgemeine Schilderungen, welcher schiffbrüchig mit einigen Gefährten durch 20 Monate ein Robinsonleben auf diesen unwirtlichen Inseln führte.

Die Resultate der regelmässigen meteorologischen Aufzeichnungen im Sommer 1874/75 sind:

	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	Sommer
Aucklands-I. 50 ½° S. Br., Temp. C.:	8,2	9,6	10,1	9,7	9,8°

Mit Rücksicht auf den jährlichen Wärmegang auf den Falklandsinseln unter ähnlicher Breite darf man die Jahrestemperatur der Aucklandsinseln zu 7,0° C. annehmen.

Die höchste und tiefste Temperatur trat im November ein, 17,3° und —0,6°, die mittleren Monatsextreme des Sommers waren 15,9° und 1,0°, die relative Feuchtigkeit 83%, bei Westwind [1]) sank dieselbe zuweilen unter 50 und sogar bis 39%, die mittlere Bewölkung war sehr hoch, 80% für November bis Februar; in diesen 4 Monaten gab es bloss 13 Tage ohne Regen.

Der Winter ist auf den Aucklandsinseln nach Musgrave mild, es friert nur an einzelnen Tagen, die tiefste Temperatur von 2 Wintern war —5,6°, zuweilen erhob sich das Thermometer aber bis auf 10—11° wie im Sommer. Der Schnee blieb selten und nur auf einige Tage liegen, das Gras blieb grün, die Bäume behielten ihre Blätter, manche blühten sogar. Musgrave vergleicht den Juli auf den Aucklandsinseln mit dem April in England. Das von Musgrave beobachtete Maximum war 15,5°; Frost kam auch im Sommer vor. Sturm und Regen sind dann sogar ärger als im Winter, die Sommerstürme sind stärker, häufiger und länger anhaltend als die Winterstürme. Das ganze Jahr hindurch ist das Wetter stürmisch, unbeständig und regnerisch. Die Häufigkeit der Winde und Windstillen zwischen dem 15. Oktober und 28. Februar war:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Okt. bis Febr.	4	5	8	3	2	4	46	17	11%,

somit W und NW weitaus vorwiegend.

Auf den Falklandsinseln, speciell zu Stanleyhafen (51° 41′ S. Br.) ist nach 3jährigen Beobachtungen das Jahresmittel der Temperatur 6,1°, Januar 9,8°, Juli 2,5°, Jahresschwankung somit 7,3°. Die tägliche Wärmeschwankung beträgt 6,0°, Januar und Februar 7,2°, Juni 4,1°. Die mittleren Monatsminima sinken fast das ganze Jahr unter den Gefrierpunkt, nur die Monate Januar bis April sind ausgenommen; aber das durchschnittliche Jahresminimum geht nicht unter —5,4° hinab. Die durchschnittlichen Sommermaxima sind 19°, das Jahresmaximum 21,6°. Die Feuchtigkeit hält sich das ganze Jahr zwischen 72%

[1]) Der Beobachtungsort lag in Lee einer Bergkette von 400 m Seehöhe.

(Januar) und 91% (Juni und Juli). Die mittlere Bewölkung ist 71%, im April am geringsten mit 64%, im November am höchsten mit 79%. Man zählt 236 Regentage ziemlich gleichmässig über das Jahr verteilt, die jährliche Regensumme ist aber nicht beträchtlich, bloss 52 cm. Die 4 Gewittertage des Jahres fallen fast ganz auf den Sommer.

In Bezug auf die Häufigkeit der Winde stimmen Frühling und Sommer, dann Herbst und Winter überein; wir geben deshalb die Zahl der Tage, welche auf jeden der 8 Hauptwinde in diesen zwei Jahreshälften entfallen:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Frühl. u. Sommer	9,6	6,3	5,3	8,0	24,7	52,0	46,7	25,7	2,7
Herbst u. Winter	14,0	4,0	7,0	3,7	13,3	30,0	61,7	37,0	13,0

Allgemeine Charakteristik des Klimas der gemässigten Zonen.

Die gemässigten Zonen führen, wie schon früher erwähnt wurde, nur mit Unrecht ihren Namen, wenn derselbe auf die Temperaturverhältnisse bezogen wird. Nur das eine könnte zu Gunsten desselben angeführt werden, dass sie weder die höchsten noch die tiefsten Jahresmittel der Temperatur aufzuweisen haben, indem jene der Tropenzone, diese der Polarzone angehören. Im übrigen aber haben sie extreme Wärmeverhältnisse. Am meisten entfernt sich die nördliche gemässigte Zone von einem Wärmegleichmass, während die südliche gemässigte Zone schon eher ihren Namen verdienen würde. Die nördliche gemässigte Zone enthält dagegen die grössten Extreme der Temperatur, die wir kennen, selbst die Jahresmittel der Wärme durchlaufen innerhalb ihrer Grenzen einen Spielraum von mehr als 30°. Gehen wir aber auf die Mittel der extremen Monate oder auf die absoluten Temperaturextreme selbst über, so finden wir zwischen dem nördlichen Wendekreis und Polarkreis fast die ganze Wärmeskala vertreten, innerhalb welcher die Lufttemperatur

an der Erdoberfläche sich überhaupt bewegt. Im nördlichen Ostasien sinkt die mittlere Januartemperatur fast Jahr für Jahr auf —40° und noch tiefer herab, während die Julitemperatur im Pandschab, Mesopotamien, wahrscheinlich auch in Arabien, dann in Nordafrika und in Arizona und Südkalifornien sich bis zu 35° C. erhebt. Gleichzeitig liegen die absoluten Wärmeextreme dieser Gegenden zwischen — 60 und + 50° und darüber. Auch was Temperaturwechsel anbelangt, die Veränderlichkeit des Wärmezustandes von einem Tag zum andern, leistet die nördliche gemässigte Zone das Höchste, in ihr finden sich die Gebiete der grössten Veränderlichkeit der Temperatur.

Innerhalb eines viel kleineren Spielraumes bewegen sich in der südlichen gemässigten Zone die eben erwähnten Temperaturvariationen, was allerdings auf Rechnung des durchgängig oceanischen Klimas dieser Zone kommt. Nur in Bezug auf die täglichen Wärmeschwankungen hat auch die südliche gemässigte Zone hohe Extreme aufzuweisen (im Innern Australiens und Südafrikas) und kann hierin mit der nördlichen gemässigten Zone rivalisieren. Es fallen wahrscheinlich, namentlich mit Rücksicht auf die grossen täglichen Wärmeschwankungen der Plateauländer, die grössten mittleren Tagesschwankungen der Temperatur überhaupt in die beiden gemässigten Zonen.

Trotzdem dürfte man doch von einem andern Gesichtspunkt als dem rein meteorologischen aus ein Recht haben, diese mittleren Zonen zwischen den Wendekreisen und Polarkreisen gerade in Bezug auf ihre Wärmeverhältnisse die gemässigten zu nennen; soweit nämlich diese Wärmeverhältnisse in ihrer Einwirkung auf den Menschen und seine körperliche und geistige Entwickelung in Betracht kommen.

In den „gemässigten“ Zonen findet sich weder die das ganze Jahr hindurch gleichmässig hohe Wärme der Tropenzone, welche der grössten Anspannung der körperlichen wie der geistigen Kräfte gleich ungünstig ist, noch anderseits der konstante Mangel an Wärme, welcher die Lebensbedingungen so dürftig gestaltet, dass eine allseitige freiere Entwickelung der menschlichen Fähigkeiten

unterdrückt werden muss. Die gemässigten Zonen haben ferner voraus den Wechsel zwischen einer kalten und einer warmen Jahreszeit, ein Wechsel, welcher ebenso wohlthätig anregend auf den Körper als auf die Entfaltung der geistigen Fähigkeiten des Menschen einwirkt. Die Tropenzone dagegen hat eine gewisse Monotonie der Wärmeverhältnisse, es fehlt ihr das Erfrischende des Winters der höheren Breiten und der anregende Wechsel der Jahreszeiten; der kalten Zone dagegen fehlt ein genügend warmer Sommer und die kalte Jahreszeit prädominiert derart, dass die Nachteile des Wärmemangels voll zur Geltung kommen. Es herrscht hier die Monotonie der Kälte. Zwischen diesen Extremen in der Mitte liegen die Wärmeverhältnisse der gemässigten Zonen, und von diesem Gesichtspunkte aus dürften sie demnach ihren Namen mit einigem Recht führen.

Die Vorteile, welche ein Klima mit einem Wechsel der Jahreszeiten für die Entwickelung der menschlichen Gesellschaft darbietet, hat Professor Ratzel in seiner Anthropo-Geographie[1]) so eingehend erläutert, dass hier darauf verwiesen werden kann.

Der mittleren gemässigten Zone kommen auch allein die zwei Uebergangsperioden, der Frühling und der Herbst, als selbständig entwickelte Jahreszeiten zu. In niedrigeren Breiten ist der Unterschied zwischen den extremen Jahreszeiten sehr gering und der Uebergang erfolgt ganz unmerklich, in hohen Breiten dagegen sprungartig. Die Wärme-Zunahme und Abnahme ist dort so rasch, dass sich das Wiedererwachen und das Einschlafen der Natur auf einen ganz kurzen Zeitraum zusammendrängt, eine plötzliche Belebung und eine plötzliche Hemmung des organischen Lebens eintritt. Nur die mittlere gemässigte Zone hat einen Frühling und einen Herbst.

Folgende kleine Tabelle zeigt dies gewissermassen ziffermässig. Die in ihr enthaltenen Relativzahlen[2]) geben an, um welchen Betrag die Wärme innerhalb eines halben Monats im Frühjahr unter verschiedenen Breite-

[1]) Man sehe S. 318 u. 418 u. s. w.
[2]) Nach Meech.

graden zunimmt. Unter 30° ist die Aenderung noch ganz gleichförmig, der Frühling verteilt sich über ein ganzes Halbjahr, unter 70 und 80° Breite springt der Winter fast unmittelbar in den Sommer um.

Zunahme der Erwärmung im Frühjahr.

Breite	Januar	Februar		März		April		Mai
	16.—31.	31.—15.	15.—2.	2.—17.	17.—1.	1.—16.	16.—1.	1.—15.
30°	3,9	5,9	**7,3**	6,7	5,7	4,2	4,1	3,1
40°	5,9	6,5	7,6	**8,4**	7,8	6,2	5,7	4,9
50°	5,7	6,9	9,2	9,6	**10,0**	9,4	8,5	6,2
60°	4,7	7,1	8,9	9,2	**12,8**	11,2	9,8	8,8
70°	0,0	1,4	5,0	8,1	11,0	12,5	**13,4**	13,2
80°	0,0	0,0	0,0	2,1	9,5	14,0	18,4	**20,3**

Die gemässigten Zonen sind die Zonen der Westwinde, wie die Tropenzone die Zone der vorwiegend östlichen Luftbewegung ist. Wo die westlichen Winde in den unteren Schichten infolge der Temperaturdifferenzen zwischen Land und Wasser in ihrer Herrschaft beeinträchtigt werden, zeigen doch die Bewegungen der Cirruswolken deren ungestörtes Vorwiegen in den grösseren Höhen an. Auch die Beobachtungen auf sehr hohen Bergen zeigen eine ausgesprochene Zunahme der Westwinde mit der Höhe. In der südlichen gemässigten Zone herrschen die Westwinde schon an der Erdoberfläche mit einem Uebergewicht und einer Heftigkeit, welche auf der nördlichen Hemisphäre unbekannt ist, uns aber die normalen Verhältnisse auf einer gleichförmigen Hemisphäre vor Augen führt.

Die Westwinde sind die wetterbeherrschenden Kräfte der gemässigten Zonen, mit ihnen ziehen im grossen ganzen die Sturmwirbel und Sturmfelder in der Richtung von West nach Ost vorüber, und damit die Perioden regnerischer und schöner Witterung; denn auch die Barometermaxima verschieben sich, wenn auch viel langsamer und stetiger, im allgemeinen von West nach Ost in den Zwischenräumen zwischen den Barometerminimis.

Die Scheidewand zwischen den beiden entgegengesetzten Windgebieten der tropischen und der gemässigten Zone bilden die Gürtel hohen Luftdruckes in den subtropischen Breiten, von denen äquatorwärts die Passate, polwärts die Westwinde der höheren Breiten ausgehen.

Wir müssen hier wenigstens einen flüchtigen Blick auf die allgemeine Cirkulation der Erdatmosphäre werfen.

Die Erdatmosphäre ist durchschnittlich am Aequator am stärksten erwärmt und es nimmt die mittlere Temperatur derselben gegen die Pole hin im allgemeinen ab. Dadurch entsteht, wie wir auf S. 387 erörtert haben, in der Höhe ein Gradient vom Aequator gegen die Pole hin, oder die Luft bekommt von einer gewissen Höhe an ein Gefälle gegen den Pol der betreffenden Hemisphäre. Den Kreislauf der atmosphärischen Schichten in den niedrigen Breiten zwischen dem Aequator und 30° Breite cirka, der dadurch eingeleitet wird, haben wir gleichfalls schon früher eingehender dargelegt. In den Tropengebieten spielen die unteren, gegen den Aequator gerichteten Strömungen, welche durch die Erdrotation eine ostwestliche Komponente erhalten, die grösste Rolle. Da die ablenkende Kraft der Erdrotation auf die Strömungen dem Sinus der geographischen Breite proportional ist, so erlangt sie in niedrigen Breiten keinen so grossen Einfluss wie in den höheren Breiten. Zudem werden die unteren Luftströmungen durch die Reibung an der Erdoberfläche stark retardiert.

Die oberen polwärts abfliessenden Luftmassen dagegen erlangen, sowie sie in höhere Breiten kommen, eine ungemein grosse westöstliche Komponente und da die gegenseitige Reibung der Luftmassen (die sogen. innere Reibung) nur einen sehr geringen retardierenden Einfluss hat, so verlieren sie nur wenig von dieser ihrer nach Osten gerichteten Geschwindigkeit. So könnte z. B. eine Luftmasse, welche am Aequator relativ in Ruhe war, wenn sie dem oberen Gradienten folgend polwärts abfliesst, schon unter 60° Breite als Maximum eine relative östliche Geschwindigkeit erlangen, welche 1½mal so gross ist, als die Geschwindigkeit, mit welcher ein Punkt am

Aequator rotiert, das wäre fast 700 m. Die ungeheure Geschwindigkeit der oberen Luftströmung, wie sie sich aus der Bewegung der Cirruswolken ergibt, erklärt sich daher sehr leicht aus dem Einfluss der Rotation der Erde[1]).

Die in der Höhe gegen die Pole hin abfliessenden Luftmassen werden derart durch die Centrifugalkraft der Erdrotation von den Polen gleichsam weggeschleudert, und es bildet sich ein Wirbelring um jeden der Erdpole, in welchem die Luft von West nach Ost die Pole umkreist. Die Luft tritt von den Polen zurück und häuft sich in den mittleren Breiten an, es entspricht dies dem subtropischen Gürtel höchsten Luftdruckes. Zu dem thermischen Gradienten, wie wir ihn früher erläutert haben, tritt nun noch ein dynamischer Gradient hinzu, der durch den Einfluss der Rotationsbewegung auf die durch die ungleiche Wärmeverteilung in Gang gesetzte Luftcirkulation zwischen Aequator und Pol ins Spiel kommt. In den niedrigen und mittleren Breiten stimmt der dynamische Gradient mit den aus unseren früheren Erörterungen abgeleiteten thermischen Gradienten überein; er verstärkt nur die Luftanhäufung in den subtropischen Breiten, von welchen die Passate und die unteren Westwinde ausgehen.

Dagegen würde sich die allgemeine Luftdruckabnahme in den höheren Breiten gegen die Pole hin, wie sie namentlich auf der südlichen Hemisphäre auftritt, durch die aus den thermischen Gradienten allein herrvorgehenden Luftströmungen nicht erklären lassen. Man müsste in der Umgebung der Pole im Gegenteil ein Barometermaximum annehmen, weil die Luft sich dort, als über den kältesten Erdstellen, gerade so anhäufen müsste, wie über Ostasien im Winter. Durch die Erdrotation wird nun dieses direkte Abströmen der Luft gegen die Pole gehindert und ein Wirbel gebildet, in dessen Mitte der Luftdruck abnimmt wie im Innern einer gewöhnlichen Cyklone. Auch in dieser hat die Luft das Bestreben,

---

1) Ein specieller Nachweis dafür findet sich in dem Anhang zu diesem Abschnitte.

dem Centrum zuzuströmen, wird aber durch die hinzutretende Centrifugalkraft daran gehindert. Ein wesentlicher Unterschied gegen eine gewöhnliche Cyklone liegt aber darin, dass bei dieser die Luft im Innern derselben emporsteigt, während sie in dem Wirbelring, der die Erdpole umgibt, in einer herabsinkenden Bewegung begriffen ist. Ferner nimmt in dem letzteren der gegen das Centrum gerichtete Gradient nach oben zu und der thermische Gradient hat die entgegengesetzte Richtung (da die Pole kälter sind als ihre Umgebung, die unteren Schichten also dichter); bei den gewöhnlichen Cyklonen nimmt der Gradient nach oben ab und geht sogar in grossen Höhen in einen nach aussen gerichteten Gradienten über und die emporgestiegene Luft strömt deshalb nach aussen ab.

Die mechanischen Bedingungen der grossen allgemeinen Cirkulation der Atmosphäre und der daraus folgenden Luftdruckverteilung hat der Amerikaner Ferrel entwickelt, das erste Mal schon im Jahre 1860. Seine grossartige, auf strengen mechanischen Principien beruhende Auffassung dieses Prozesses hat sich aber nur sehr langsam Bahn gebrochen[1]).

Wir wollen nun noch kurz die eben entwickelten Principien mit den Beobachtungsergebnissen vergleichen. Von den lokalen Störungen, welche in den unteren Schichten durch die Ungleichmässigkeiten der Erdoberfläche und deren Einfluss auf die Luftströmungen sich einstellen, dürfen wir dabei absehen. Wir haben schon früher die allgemeine westliche Bewegung der Atmosphäre jenseits der subtropischen Barometermaxima konstatiert, sowie deren Zunahme an Stetigkeit und Geschwindigkeit mit der Höhe. Die südliche Hemisphäre, welche jenseits 40° Br. fast gleichförmig mit Wasser bedeckt ist, zeigt uns diese Herrschaft der Westwinde auch in den unteren Schichten. „In der südlichen Hemisphäre weht der Westwind mit einer Beständigkeit ähnlich jener der Passate, aber mit einer viel grösseren Heftigkeit. Von einer frischen, strengen Brise wächst er zuweilen zu einem heftigen Sturm an und weht als solcher tagelang mit einer mittleren Richtung

[1]) Meteorological Researches. By Wm. Ferrel. Washington 1877 u. 1880.

fast rein West, selten um mehr als zwei Kompasspunkte nach beiden Seiten variierend. Im Süden von Afrika, Südamerika und Australien findet man einen Weststurm von einer Heftigkeit und Beständigkeit, welche den australischen Klipperschiffen geradezu fabelhafte Passagen gestattet" (Laughton).

Die mittlere Luftdruckverteilung der tropischen und aussertropischen Breiten in beiden Hemisphären ist folgende (nach Ferrel):

Mittlerer Luftdruck der Breitekreise, Aequator 758,0 mm:

Breite . .	10°	20°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°
	Luftdruck 700 mm: +										
Nordhemisph.	57,9	59,2	61,7	62,4	62,0	61,5	60,7	59,7	58,7	58,2	58,6
Südhemisph.	59,1	61,7	63,5	62,4	60,5	57,3	53,2	48,2	43,4	39,7	38,0

Wir sehen daraus, dass die Luftdruckverteilung unseren früheren theoretischen Erörterungen entspricht und von den subtropischen Breiten aus gegen die Pole hin abnimmt, namentlich in der südlichen Hemisphäre, wo sich der Wirbelring um den Pol am ungestörtesten entwickeln kann. Die Zone höchsten Luftdruckes entfernt sich auf der nördlichen Hemisphäre weiter vom Aequator (sie liegt hier noch etwas nördlich von 35°, in der südlichen Halbkugel zwischen 25 und 30° S. Br.) als auf der südlichen und die Luftanhäufung ist geringer, indem der Cirkulationsprozess mehr gehemmt und deshalb weniger energisch ist.

Dieser eben im allgemeinen geschilderte Cirkulationsprozess der Erdatmosphäre unterliegt einer jährlichen Periode; er ist am intensivsten über jener Hemisphäre, welche eben Winter hat, denn der Temperaturunterschied zwischen der Tropenzone und den höheren Breiten ist in dieser Hemisphäre am grössten und damit der obere Temperaturgradient, welcher die Cirkulationsströmung in Gang setzt und damit auch die Centrifugalkräfte ins Spiel treten lässt. Ueber jener Hemisphäre, welche Sommer hat, ist der obere Temperaturgradient am geringsten, der Luftaustausch zwischen den Tropen und den höheren Breiten derselben am schwächsten. Im allgemeinen findet eine Luftanhäufung stets über jener Hemisphäre statt, welche eben Winter hat.

Da die nördliche Hemisphäre im Winter viel stärker erkaltet als die südliche, so werden auch im Winter der nördlichen Hemisphäre die oberen Luftströmungen viel heftiger sein, als im Winter der südlichen. Der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Parallel in der nördlichen Hemisphäre während des Winters ist cirka 60°, während des Winters der südlichen Hemisphäre dagegen nur 40° etwa.

Da gleichzeitig auch die lokalen Temperaturdifferenzen zwischen den Oceanen und den Landmassen im Winter der nördlichen Hemisphäre sehr gross sind, ja sogar nahe denselben Betrag erreichen, wie die allgemeinen zwischen der Tropenzone und dem Pole, so erreicht dann auch der lokale Cirkulationsprozess seine grösste Intensität und ist imstande, den allgemeinen wesentlich zu modifizieren. Es entwickeln sich dann über den warmen nördlichen Oceanen die fixen Cyklonen des Atlantischen und Pacifischen Oceans und die Anticyklonen über den Festlandsmassen von Asien und Nordamerika. Parallel damit geht ein häufigeres und intensiveres Auftreten der kleineren Wirbel, der gewöhnlichen Cyklonen, welche mit der allgemeinen westlichen Bewegung der Atmosphäre im grossen ganzen von Westen nach Osten fortschreiten. Es ist dies also die Zeit der Entwickelung grösster Aktivität in den Bewegungen der Erdatmosphäre überhaupt; es treten die grössten Luftdruckdifferenzen und die grössten Luftdruckschwankungen auf, damit auch die grösste Veränderlichkeit der Temperatur.

Im Winter der südlichen Hemisphäre ist eine analoge Steigerung der Bewegungen der Atmosphäre nicht zu erwarten, da die Erkaltung derselben bei weitem nicht so gross ist, als die der nördlichen Hemisphäre. Es ist deshalb auch der obere Temperaturgradient nicht so bedeutend und damit auch die Intensität der oberen Luftströmung gegen den Pol hin. Dafür fehlen aber auch die Temperaturunterschiede nach den Meridianen, die lokalen Strömungen, weil die Festländer in den hohen Breiten fehlen. Es kann deshalb die allgemeine Cirkulationsströmung viel regelmässiger und intensiver sich ent-

wickeln, wie wir dies ja schon früher als in der That bestehend kennen gelernt haben. Der Unterschied in den Bewegungen der Atmosphäre zwischen Winter und Sommer ist viel geringer, damit auch die Aenderung der Luftdruckschwankungen von einer Jahreszeit zur anderen und deren Konsequenzen. Gleicherweise muss die Veränderlichkeit der Temperatur eine geringere sein, kurz das gesamte meteorologische Regime einen konstanteren Typus annehmen und eine geringere jährliche Periodicität aufweisen.

Im Aequatorialgebiet des Atlantischen Oceans hat man in der That beobachtet, dass über dem Passat mehr Luft in der Höhe in jene Hemisphäre abfliesst, welche eben Winter hat. Toynbee sagt, dass während des nördlichen Winters und Frühlings über dem Passat häufiger die oberen Wolken nach Norden ziehen, als im Sommer und Herbst, das Umgekehrte findet statt während des Winters der südlichen Hemisphäre[1]).

Wenn die Temperatur der Tropenzone periodischen Veränderungen unterliegen sollte, wie Köppen es wahrscheinlich gemacht hat, indem Perioden grösserer Intensität der Sonnenstrahlung mit den Perioden grösserer oder geringerer Frequenz der Sonnenflecken parallel gehen, so muss dies auch mit dem grossen atmosphärischen Kreislauf der Fall sein. Zu jenen Zeiten, wo die Temperatur der Tropenzone ein Maximum erreicht, ist auch das obere Gefälle der Luftmassen von den Tropen gegen die Pole am grössten und die Cirkulation am intensivsten. Der niedrige Luftdruck in dem Aequatorialgürtel wird eine weitere Verminderung erfahren, dagegen der hohe Luftdruck in den mittleren Breiten zunehmen, in der Cirkumpolarregion müsste der Luftdruck infolge der Verstärkung des Wirbelringes wieder abnehmen. Die ganze Energie der atmosphärischen Bewegungen wird gesteigert — welchen Einfluss dies aber auf die Temperatur und Niederschlagsverhältnisse in den mittleren und höheren Breiten haben würde, lässt sich nicht so leicht

1) The meteorology, sea temperature and currents of the 10° Square of the Atlantic 0—10° N., 20—30° W. By Capt. Toynbee. London 1873.

deduktiv entwickeln. Hierüber können nur Untersuchungen auf Grundlage genügender Beobachtungen Aufschluss geben.

Blanford hat vor einiger Zeit auf eine derartige Relation zwischen der Luftdruckverteilung in den Tropen und in den höheren Breiten aufmerksam gemacht, indem er zeigte, dass die Perioden niedrigen Luftdruckes im indisch-australischen Tropengebiet mit Perioden hohen Luftdruckes auf der nördlichen asiatischen Landmasse zusammenfallen; namentlich tritt dies im Winter hervor. Die Luft, welche aus dem Tropengebiet in der Höhe abfliesst, strömt dorthin und häuft sich dort an, wohin das Gefälle in den höheren Schichten (der thermische Gradient) am grössten ist. Da hoher Luftdruck, ein Barometermaximum, mit grosser und beständiger Heiterkeit des Himmels verbunden ist, daher auch mit grosser Wärmeausstrahlung und Erkaltung der untersten Luftschichten im Winter (Entstehung eines lokalen Kältepols), wodurch umgekehrt wieder der thermische Gradient und der Luftzufluss von oben verstärkt wird, so ist es recht wohl möglich, dass Perioden hoher Wärme und niedrigen Luftdruckes im Tropengebiet mit Perioden grösserer Winterkälte in höheren Breiten korrespondieren können.

Die Aufsuchung solcher Relationen zwischen den Temperaturverhältnissen der Tropenzone und den allgemeinen Witterungsverhältnissen der mittleren und höheren Breiten ist eine der wichtigsten nächsten Aufgaben der Meteorologie und der vergleichenden Klimatologie. Wir haben auf S. 232 gesehen, dass das Tropengebiet mit einer relativen Grösse von 10 gegen 6 $^1/_2$ der gemässigten Zone jener Hemisphäre, welche eben Winter hat, aktiv gegenübersteht. Die mittleren Temperaturverhältnisse in der Tropenzone, von welchen die Energie der oberen Luftströmungen, welche in den gemässigten Zonen die herrschenden sind, abhängt, müssen demnach auf den allgemeinen Witterungsgang in der gemässigten Zone von grösstem Einfluss sein. Dieser letztere kann deshalb durch Beobachtungen in der gemässigten Zone allein niemals vollständig auf seine ursächlichen Bedingungen zurückgeführt werden.

Die Witterung in den gemässigten Zonen unterscheidet sich von jener der Tropenzone durch grosse Veränderlichkeit und scheinbaren Mangel an Gesetzmässigkeit, welcher durch das Zurücktreten der einfachen Witterungsperioden (wie es z. B. die Regenzeiten und Trockenzeiten der Tropen sind) gegenüber dem Auftreten sehr komplizierter Faktoren verursacht wird. Längere Zeit herrschende konstante Winde und somit konstante Witterung sind Ausnahmen, grosser Wechsel derselben die Regel. Die Ursache davon liegt in der grösseren Ungleichmässigkeit der Temperaturverteilung und den dadurch hervorgerufenen Ausgleichungsströmungen in den unteren Luftschichten, welche infolge der in diesen Breiten auftretenden grossen Ablenkungskraft der Erdrotation sogleich die Form von Luftwirbeln annehmen, welche mit der allgemeinen Weströmung mehr oder minder rasch und mehr oder minder weit fortziehen und dabei längs ihres Weges überall Wetterwechsel hervorrufen. Auch die heftigen westlichen oberen Strömungen bedingen wahrscheinlich an sich das häufige Entstehen von Luftwirbeln, die mit der allgemeinen Strömung fortziehen. Mit diesen Luftwirbeln oder Cyklonen, welche von niedrigem Luftdruck begleitet sind, wechseln wieder Perioden mit hohem Luftdruck, die sogen. Anticyklonen. Erstere bringen mehr oder minder stürmisch bewegte Luft und, da sie mit einer aufsteigenden Bewegung derselben verbunden sind, auch Bewölkung und Niederschläge; an den Stellen, wo hoher Luftdruck herrscht, befindet sich die Luft in herabsinkender Bewegung, womit eine Erwärmung derselben verbunden ist, was zunehmende relative Trockenheit derselben und heiteren Himmel zur Folge hat. Die Bewegung der Luft ist hier schwach und von dem Centrum höchsten Barometerstandes nach auswärts gerichtet. Die Luftwirbel wandern nun, wie schon bemerkt, im allgemeinen von West nach Ost. Wenn man sich die Zeichnung auf S. 110 vor Augen hält, so wird man leicht ableiten können, dass auf der nördlichen Hemisphäre beim Vorübergang einer Cyklone nördlich vom Beobachtungs-

ort die Windfahne sich von SE über S und SW nach W und NW dreht, also mit der Sonne. Auf der südlichen Hemisphäre, wo die Luftcirkulation um das Minimum in entgegengesetzter Richtung erfolgt, dreht sich die Windfahne von NE über N und NW nach W und SW, wenn ein solches Minimum auf der Polarseite des Beobachtungsortes (südlich von demselben) vorüberzieht, in beiden Hemisphären also mit dem scheinbaren täglichen Sonnenlauf. Dies ist das sogen. Dove'sche Drehungsgesetz des Windes. Dass sich dieses Gesetz so lange als allgemein gültige Regel für die Drehung der Windfahne hat behaupten können, und durch so viele Beobachter auf beiden Hemisphären bestätigt werden konnte, rührt daher, dass alle diese Beobachtungsorte auf der Aequatorseite der Hauptzugstrassen der atmosphärischen Wirbel sich befanden. Auf der Polarseite der vorüberziehenden Cyklonen dreht sich die Windfahne gerade im entgegengesetzten Sinn; auf der nördlichen Hemisphäre z. B. von SE über E nach NE und N. Solche Drehungen der Windfahne nannte man retrograde oder unregelmässige. Sie sind aber die regelmässigen, d. h. die häufigeren auf der Polarseite der Hauptzugstrassen der atmosphärischen Wirbel, z. B. in Ostgrönland und im amerikanischen Polargebiet.

In Bezug auf die Verhältnisse der Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Niederschläge haben die gemässigten Zonen keine Besonderheiten aufzuweisen, wenn man nicht das Auftreten der Winterregengebiete in der subtropischen Zone auf der Ostseite der oceanischen Barometermaxima als eine solche ansehen will. Der subtropische Gürtel hohen Luftdruckes hat im allgemeinen weniger häufige Niederschläge und eine grössere relative Lufttrockenheit. Es hängt dies damit zusammen, dass hier eine Tendenz zu absteigender Luftbewegung vorhanden ist, welche der Bildung der Niederschläge ungünstig entgegensteht.

Dem Klima der gemässigten Zone der südlichen Hemisphäre wird fast allgemein eine besonders grosse Salubrität zugeschrieben. Es ist dies wohl begründet

in der lebhaften Ventilation, einer stärkeren und konstanteren Luftbewegung und der grösseren Lufttrockenheit gegenüber der nördlichen Hemisphäre in gleichen Breiten. Diese Lufttrockenheit, welche in der That für die Landflächen der südlichen Hemisphäre jenseits der Tropenzone ein allgemeiner Charakterzug ist, rührt teils daher, dass dieselben fast ganz in das Subtropengebiet fallen, anderseits darf man aber wohl noch einen anderen Faktor zu deren Erklärung herbeiziehen. Die südlichen Meere haben eine relativ niedrige Temperatur und die von denselben beständig über das erwärmte Land hinstreichenden Winde müssen deshalb relativ trocken werden. Die Erhitzung des Bodens während des Sommers der südlichen Hemisphäre ist sehr gross infolge der grösseren Sonnennähe. Die zum Ersatz der erhitzten aufsteigenden Luft herbeiströmenden kühlen Seewinde erwärmen sich beträchtlich und die Luft wird relativ trocken. Bei der Kleinheit der Landflächen spielt die reine kühle Seeluft hier eine grössere Rolle als auf der nördlichen Hemisphäre. Dabei ist die mittlere Sommerwärme erheblich niedriger als in gleichen Breiten auf der nördlichen Hemisphäre. Dies alles wirkt wohl zusammen, dem Klima der gemässigten Zone der südlichen Hemisphäre eine besondere Salubrität zu verschaffen.

Anhang.

Einfluss der Erdrotation auf die vom Aequator gegen die Pole und umgekehrt gerichteten Luftströmungen.

Die östliche Beschleunigung, welche ein Körper erhält, wenn er vom Aequator in höhere Breiten sich fortbewegt, ist nicht bloss gleich dem Unterschied der Rotationsgeschwindigkeit eines Punktes am Aequator und jener in der betreffenden Breite, wie man gewöhnlich angenommen hat, sondern beträchtlich grösser. Die wahre Beschleunigung ergibt sich, wenn man den Satz von der Erhaltung der Flächen, welcher hier seine Anwendung findet, in Betracht zieht. Die Flächen, welche die von dem bewegten Körper auf die Erdachse gezogenen Normalen in gleichen Zeiten beschreiben, müssen, auf die Aequatorebene projiziert,

gleich sein. Oder, was dasselbe ist, bezeichnen wir mit E die absolute östliche Komponente des Körpers in der Breite φ, wo die Normale zur Erdachse r ist, und mit E' jene in der Breite φ', wo die Normale r' ist, so muss die Gleichung bestehen

$$E = E' \frac{r'}{r}.$$

Nun ist in der Breite φ die östliche Bewegung eines Punktes der Erdoberfläche $r\,\omega$, wenn ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde, in der Breite φ' aber $r'\,\omega$; somit ist die scheinbare östliche Bewegung des Körpers relativ zur Erdoberfläche gleich dem Unterschied $E - r\,\omega$. Nennen wir diesen Unterschied e, so dass also $E = e + r\,\omega$ wird und substituieren diese Relationen in die obige Gleichung, so erhalten wir

$$e + r\,\omega = (e' + r'\,\omega)\frac{r'}{r} \text{ und hieraus } e = \frac{\omega}{r}\left(r'^2 - r^2 + \frac{e'\,r'}{\omega}\right).$$

Beginnt, wie wir oben angenommen, der Körper seine Bewegung am Aequator, und hat er hier noch keine östliche Komponente, so wird $e' = 0$, r' gleich dem Erdhalbmesser R und da r gleich $R \cos\varphi$ ist, wird $r'^2 - r^2 = R^2 \sin^2\varphi$ und somit die Gleichung für die östliche Beschleunigung (die Westwinde)

$$1) \qquad e = R\,\omega \sin\varphi \operatorname{tang}\varphi$$

R, der Aequatorialradius, ist gleich 6377397 (log = 6.80464)
ω, die Winkelgeschw. der Erde ist gleich 0.0000729 (log = $\overline{5}$.86285)
woraus sich z. B. für $\varphi = 60^0$, $e = 1{,}5\,R\,\omega$ und die im Text angegebene relative östliche Geschwindigkeit in Metern ergibt.

Nehmen wir umgekehrt an, die Luftmasse bewege sich vom Breitegrad φ ausgehend gegen den Aequator, so dass also e' gleich 0 ist unter φ^0, und $r' = R \cos\varphi$, so wird die Gleichung für die westliche Beschleunigung (für die Ostwinde)

$$2) \qquad e = -R\,\omega \sin^2\varphi.$$

Lag der Ausgangspunkt unter dem 60. Breitegrad, so wird am Aequator e den Betrag $0{,}75\,R\,\omega$ erreichen, also nur halb so gross sein, als im obigen Fall. Das negative Vorzeichen deutet an, dass diese Komponente nun nach Westen gerichtet ist, oder die relative Bewegung als ein Ostwind erscheint. Daraus ersehen wir, dass die gegen den Aequator gerichteten Bewegungen nicht eine gleich hohe westliche Beschleunigung erreichen, als die vom Aequator in höhere Breiten gerichteten Luftströmungen eine östliche Beschleunigung gewinnen.

Da nun aber ferner die gegen den Aequator fliessenden Luftströmungen Unterwinde sind, bei welchen durch die Reibung an der Erdoberfläche der Zuwachs an westlicher Beschleunigung fortwährend eine starke Retardation erfährt, während die vom Aequator in höhere Breiten abfliessenden Luftmassen obere Strömungen sind, deren Zuwachs an östlicher Geschwindigkeit nur durch die innere Reibung von Luft an Luft vermindert wird,

somit nur im geringen Masse, so wird es leicht begreiflich, dass die oberen Westwinde der gemässigten Zonen den Passaten an Heftigkeit weit überlegen sein müssen. Die Unterschiede in der Richtung und Heftigkeit der Luftbewegung in den gemässigten Zonen gegenüber der Tropenzone ergeben sich somit direkt aus dem Einfluss der Erdrotation auf die durch den thermischen Gradienten vom Aequator gegen den Pol (durch die Neigung der Flächen gleichen Druckes gegen die Pole hin) in Bewegung gesetzte Cirkulationsströmung.

III. Klimatographie der Polarregionen.

A. **Die Uferländer und Inseln des europäischen Eismeeres.** Nachdem wir in unserer Uebersicht des Klimas von Europa den nördlichen Teil von Schweden und Norwegen jenseits des Polarkreises bereits behandelt haben, bleiben uns von den Ländern, die das europäische Eismeer bespült, nurmehr Island und Ostgrönland, die Bäreninsel, Spitzbergen, Nowaja Semlja und Franz-Josephs-Land.

Island wird allerdings nur an seiner Nordküste vom Polarkreis tangiert, und hat noch manche der klimatischen Charakterzüge des äussersten Nordwestens von Europa. Es liegt aber schon auf der Westseite der warmen Golfstromdrift und seine Windverhältnisse bilden den Uebergang zu jenen der Ostküste von Grönland. Darum wollen wir die Schilderung des Klimas dieser den europäischen Küsten schon so entlegenen Insel jener der Polarländer anreihen.

Die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen zu Reykjavik und Stykkisholm an der Westküste von Island weist nach, dass das barometrische Minimum des Nordatlantischen Oceans durchschnittlich im Süden von Island liegen muss, denn es herrschen die NE- und E-Winde das ganze Jahr hindurch vor, wodurch sich das Klima von Island wesentlich von jenem der Faröerinseln unterscheidet.

Häufigkeit der Winde in Prozenten:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winter .	9	**25**	22	12	9	17	4	2*
Sommer .	12	13	**20**	13	11	11	8*	12
Jahr . .	12	19	**22**	13	10	13	5*	6

Die W- und SW-Winde, die in NW-Europa die vorherrschenden Winde sind, spielen hier schon eine untergeordnete Rolle. Island liegt am Westrande der warmen Driftströmung des Nordatlantischen Oceans, dieselbe bespült noch seine Küsten, wenngleich nicht mehr mit jener hohen Temperatur, die sie unter gleicher Breite weiter im Osten hat. Zwischen Island und Grönland durch den westlichen Teil der Dänemarkstrasse geht der eisführende, kalte ostgrönländische Polarstrom nach Süden; das Eis erreicht nur bei ausnahmsweisen Windverhältnissen, d. i. lange anhaltenden N- und NW-Winden, die Nordwestküste von Island. Wie die Untersuchungen der norwegischen Nordmeerexpedition ergeben haben, beginnt erst im Norden und Westen des kleinen unterseeischen Plateaus, auf welchem sich Island erhebt, das eiskalte Bodenwasser des Polarmeers, während das Plateau selbst noch von warmem Wasser überflutet wird. Wichtiger fast noch als dieser Umstand für die Temperaturverhältnisse von Island ist das Vorherrschen der E-Winde, welche die so abnorm warme Luft des europäischen Nordmeeres auf kürzestem Wege Island zuführen. Die für Island kältesten Winde NW und N sind namentlich im Winter sehr selten. Die Insel nimmt daher noch Teil an der grossen positiven Wärmeanomalie des Nordens von Europa, wie die folgenden Temperaturmittel dies specieller nachweisen.

Ort	N. Br.	E. L.	Febr.	April	Juli	Okt.	Jahr
Berufjord	64° 40′	16° 35′	−1,3	0,9	8,3	3,4	2,8
Reykjavik	64 8	21 25	−2,5	1,4	12,1	7,0	3,3
Stykkisholm . . .	65 4	22 43	−2,8	0,6	9,5	3,2	2,8
Grimsey	66 34	20 23	−3,1	−2,0	7,7*	2,0	1,4

Es ist also vornehmlich die Wintertemperatur sehr mild, der Sommer allerdings oceanisch kühl. Die mittleren Jahresextreme von Reykjavik sind —15,5° und 20,8°, als absolutes Minimum wird —21,5° angegeben. Die Winterkälteextreme sind demnach jenen von Wien vergleichbar. Die Monatsschwankung der Temperatur beträgt im Winter 18,2°, im Sommer 15,4°, im Jahresmittel 17,0°, ist also auch oceanisch gemässigt. Die mittleren Monatstemperaturen unterliegen aber beträchtlichen Schwankungen (z. B. März zu Stykkisholm in 26 Jahren einmal —10,9°, ein anderes Jahr 4,5°). Dieselben erklären sich leicht dadurch, dass Island schon an der westlichen Grenze der warmen Luft- und Meeresströmung liegt und zuweilen schon etwas ostgrönländisches Klima zu verspüren bekommt, wenn durch eine geänderte Luftdruckverteilung westliche und nordwestliche Winde eine Weile vorherrschend werden. Namentlich verderblich für Island werden die gelegentlichen Anhäufungen der ostgrönländischen und spitzbergischen Eismassen an dessen Nord- und Westküste infolge strenger anhaltender Winde aus dieser Richtung. So war es in den Jahren 1866 und 1882. Die Treibeisgrenze, die sich sonst ziemlich nördlich und westlich von Island hält, rückt dann bis an dessen Küsten vor. Auf einen strengen Winter folgt ein kalter Sommer, die Lebensmittel gehen aus, die Weiden liefern nicht das genügende Futter für den Viehstand, der zum Teil umkommt, Hungersnot tritt ein und die Linderung derselben durch Zufuhr von aussen wird erschwert oder unmöglich gemacht durch das Eis, das die Küsten blockiert.

Die Niederschlagsverhältnisse von Island stimmen überein mit jenen von NW-Europa; die grösste Niederschlagsmenge fällt im Herbst und Winter, die geringste im Mai und Juni. Die Gewitter, an sich selten (111 in 23 Jahren zu Stykkisholm), sind am häufigsten in der stürmischen Zeit des Winters, von November bis Februar (auf Dezember und Januar kommt fast die Hälfte sämtlicher Gewitter). Stykkisholm zählt im Jahr 82 Schneetage, nur August und September sind schneefrei, Tage

mit Niederschlag überhaupt gibt es 217. Der durchschnittliche Schneefall beträgt 19 cm (Schneehöhe also 190 cm). Die jährliche Niederschlagsmenge zu Reykjavik ist 75 cm, zu Stykkisholm 68 cm. Die Verteilung über das Jahr ist folgende (in Prozenten):

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
11	10	10	9	6	6	5*	7	7	9	11	9

Der jährliche Gang des Luftdruckes wird charakterisiert durch ein Maximum im Mai und ein Minimum im Januar, welcher Gang überhaupt dem ganzen nördlichen Polargebiet eigentümlich ist (schon Nordeuropa participiert daran). Der Unterschied der normalen extremen Monatmittel beträgt 12,8 mm. Die unregelmässigen Schwankungen des Luftdruckes in dieser Gegend sind ausserordentlich gross. Die mittlere Monatsschwankung des Winters beträgt 43 mm und der Unterschied des höchsten und tiefsten Luftdruckes innerhalb 13 Jahren zu Reykjavik erreichte die erstaunliche Grösse von 94,5 mm (786,5 und 692,0 im Meeresniveau). Buchan hat darauf aufmerksam gemacht, dass hoher Luftdruck über Island meist zusammenfällt mit kaltem Wetter in Schottland, sehr niedriger Luftdruck dagegen mit warmer Witterung, wie letzteres durch die daraus hervorgehende Verstärkung der SW-Winde erklärlich wird [1]).

Ostgrönland liegt schon völlig unter dem Einfluss des eisführenden kalten Polarstromes, der die Küste desselben fast unnahbar macht, und der kalten Winde aus N und NW, welche der linken Seite des barometrischen Minimums über dem europäischen Eismeer entsprechen. Dank der Ueberwinterung der zweiten deutschen Nordpolexpedition auf der Sabine-Insel (unter 74° 32′ N. Br. und 18° 49′ W. L. v. Gr., 1869/70) sind uns die klimatischen Verhältnisse der grönländischen Ostküste soweit erschlossen worden, als 1jährige, sehr sorgfältige meteorologische Beobachtungen dazu ausreichen; die Monatmittel der Temperatur waren:

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
−17,1	−24,1	−23,9	−23,4	−16,5	−5,4	2,3	3,8	0,7	−4,3	−13,9	−18,4	−11,7

1) Siehe auch S. 470.

Das absolute Minimum trat im Februar ein mit —40,2°, das Maximum im Juli mit 13,1°. Die durchschnittliche Monatsschwankung im Winter (Dezember bis März) war 25,6°, im Sommer 15,1°, die tägliche Schwankung war am grössten im April und Mai und betrug 5,5°, im Dezember und Januar aber nur 0,5°. Die durchschnittliche Bewölkung war nicht gross, bloss 49%, man hatte mehr als 80 Tage mit völlig wolkenlosem Himmel, namentlich zeichnete sich der Herbst durch Klarheit und Reinheit der Luft aus. Die grösste Häufigkeit der Niederschläge hatten Juni und Juli, dann Dezember und Januar. Die Luft war trocken, selbst bei strenger Kälte wurde der Atem nicht als Nebel sichtbar.

Die bemerkenswerteste Eigentümlichkeit des Klimas war das Vorherrschen und die ungemeine Heftigkeit der Nordwinde. Die mittlere Windrichtung auf der Sabine-Insel ist fast das ganze Jahr eine rein nördliche. Von September bis April herrschte der Nordwind fast ausschliesslich und nur in den Monaten Mai bis Juli kam der Wind mehr von Süden und Osten, während im August fast reiner Westwind herrschte. „Die einzigen starken Winde aber sind die Nordwinde, die vom Sommer zum Winter an Stärke succesive zunehmen und dann oft als Stürme auftreten, von deren Heftigkeit man sich in den gemässigten Zonen kaum einen Begriff machen kann.“ Ueberall zeigten sich Spuren dieser Heftigkeit der Nordwinde, die Steine waren auf der Nordseite mehr abgerundet, das kleinere Geröll hatte sich in nordsüdlicher Richtung gelagert, auf dem festen Eise war der Schnee parallel der Nordlinie so stark und deutlich ausgefurcht, dass man bei Nebel danach seinen Kurs nehmen konnte. Uebrigens gab es um die Winter- und Sommermitte auch viele Windstillen.

Die kältesten Winde waren die Landwinde aus West, die wärmsten die SE- und S-Winde. Die Nordwinde brachten die grösste Trübung und die meisten Niederschläge, die Westwinde die grösste Heiterkeit. Die Drehung des Windes erfolgte meist gegen die Sonne (also nicht wie im mittleren und westlichen Europa).

Die Nordstürme hielten im Winter oft tagelang an, der längste und heftigste währte 5 Tage, und 2 Tage hindurch wehte er kontinuierlich mit orkanartiger Kraft.

Die Bäreninsel und Spitzbergen liegen noch im Bereiche der warmen nordatlantischen Drift und haben deshalb ein viel milderes Klima als die Ostküste Grönlands. Die Treibeisgrenze des Sommers verläuft nördlich von der Bäreninsel und legt sich an die Ost- und Nordküste Spitzbergens an, während die Westküste eisfrei bleibt. S. Tobiesen überwinterte 1865/66 auf der Bäreninsel und stellte daselbst regelmässige Temperaturbeobachtungen an. Der Beobachtungsort liegt fast genau unter gleicher Breite mit der Sabine-Insel (unter 74° 39′ N. Br. und 18° 48′ E. L. v. Gr.). Die Monatmittel der Temperatur waren:

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
−8,5	−15,5	−8,6	−14,2	−10,1	−4,4	1,7	(4,4)	3,2	1,0	−2,7	−5,4	−5,0

Das Jahresmittel ist 6° höher als es auf Sabine-Insel gefunden wurde. Der Temperaturgang des Winterhalbjahrs ist äusserst unregelmässig, wie dies für das Polarklima im Bereiche der warmen Strömungen und Driften des europäischen Eismeeres charakteristisch ist. Der Eintritt der Winterkälte verspätet sich auch nach den Aussagen der Walrossjäger, die zuweilen auf der Bäreninsel (und Spitzbergen) überwintern, hier wie auf Spitzbergen oft bis zum März oder sogar April, wenn das Eis mit NE-Winden vom Sibirischen Eismeer herüberkommt. Bis Weihnachten und selbst noch im Januar herrscht oft mildes Wetter; am Weihnachtstage 1865 war die Temperatur 1,2° und blieb eine ganze Woche im Mittel auf 0,5° bei Westwinden und Regen. Die grösste Kälte war —28,4°, die höchste Temperatur auch nur 7,1°.

Einer schwedischen Expedition verdanken wir die erste und bisher einzige volljährige meteorologische Beobachtungsreihe von Spitzbergen. Die Ueberwinterung der von Nordenskjöld geführten Expedition erfolgte zu Mosselbai unter 79° 53′ N. Br. und 16° 4′ E. L. v. Gr. Der Winter brach im September 1872 plötzlich mit grösster Strenge herein, die mittlere Temperatur dieses

Monats war —6,6°. In der folgenden Uebersicht der Mitteltemperaturen sind für September, sowie für Juli und August auch ältere Beobachtungen herbeigezogen worden. Trotzdem bleibt der Wärmegang im Winterhalbjahr noch äusserst unregelmässig. Nicht die Jahreszeit, sondern der Wechsel der vorherrschenden Winde bestimmen hier die Temperatur.

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
—14,4	—9,9	—22,7	—17,6	—18,1	—8,3	1,1	4,6	2,9	—3,9	—12,7	—8,1	—8,9

Der April war kälter als alle Wintermonate, den Februar ausgenommen, und der Januar milder als der Oktober. Die niedrigste Temperatur war —38° und wurde im Februar und März beobachtet, die höchste war 12,8° und fällt auf den Juli, den einzigen Monat, in dem die Temperatur nur bis zum Gefrierpunkt fiel. Die monatlichen Temperaturschwankungen waren im Winter viel grösser als auf der Sabine-Insel (Winter 34,2°, Sommer nur 12,6°), die normale tägliche Temperaturschwankung war dagegen kleiner. Die Bewölkung war viel höher (74%), am kleinsten im Dezember mit 51%, am grössten im September mit 87%.

Der Luftdruck war am höchsten im Mai (766,4 mm), am niedrigsten im Januar (752,7 mm), das Jahresmittel im Meeresniveau war 758,6 mm. Der Unterschied zwischen dem höchsten und tiefsten Luftdruck (783,7 und 722,0 mm) erreichte 61,7 mm. Der Nordatlantische Ocean und das europäische Eismeer können vielleicht die grössten Schwankungen des Luftdruckes aufweisen, welche auf der Erde vorkommen. Der Dampfdruck der Wintermonate (Dezember bis April) war 1,4 mm, im Juni 3,9 mm; die mittlere relative Feuchtigkeit 90%, am kleinsten im Juni mit 79%.

Die vorherrschenden Winde waren östliche und südliche, im Frühjahr waren auch Windstillen häufig; auf NW bis SE entfallen 41%, auf SE bis W 44%, auf die Windstillen 15%. Es halten sich demnach die Winde der Vorder- und Rückseite der Cyklonen ziemlich die Wage; im Winter war übrigens das Uebergewicht der südlichen Winde grösser (47% gegen 39%). Die S-,

SW- und W-Winde waren im Winter warm, die N-, NE- und E-Winde kalt; die niedrigste Temperatur brachten im Winter die Windstillen. Die Winde aus S, SW und NW waren die stärksten, die N-, NE- und E-Winde die schwächsten.

Die barometrischen Minima gehen sowohl westlich und nördlich als auch südlich von Spitzbergen vorüber, daher die grosse Unregelmässigkeit der Windverhältnisse; der Wind dreht sich in den Stürmen zuweilen von SE über NE nach N, oder wie bei uns von SW über W nach NW. Spitzbergen liegt an der Grenze zweier Gebiete niedrigen Luftdruckes, welche es sowohl von Norwegen wie von Grönland scheiden. Daher stimmt das Wetter weder mit dem des einen, noch mit dem des anderen Landes überein.

Im Sommer ist die Temperatur äusserst gleichmässig. „Im Juli, sagt Martins, habe ich die Temperatur nie über 5,7° steigen und nie unter 2,7° fallen sehen [1].“ Die höchsten auf Spitzbergen beobachteten Temperaturen sind 14,4° von Scoresby im Juli 1815 beobachtet, 12,8° im Juli 1827 von Parry, 8,2° im August 1838 von Martins. Im Innern des Wijdefjords hat eine schwedische Expedition am 15. Juli 1861 die Temperatur auf 16,0° steigen sehen. Dies ist das absolute Maximum für Spitzbergen.

Schnee fällt auf Spitzbergen in allen Monaten. Das Wetter ist von auffallender Unbeständigkeit. Auf vollkommene Stille folgen oft heftige Windstösse; der Himmel, einige Stunden lang heiter, bedeckt sich mit Wolken, die Nebel halten fast beständig an und sind von einer Dichte, dass man auf ein paar Schritte einen Gegenstand nicht mehr erkennt, sie sind feucht, durchdringend kalt, und durchnässen oft wie Regen (Martins).

„Im allgemeinen erkältet man sich auf Spitzbergen nicht, obgleich man sich fortwährend Temperaturveränderungen ausgesetzt sieht, welche in einem mehr südlichen Klima früher oder später die allerschlimmsten

---

[1]) Dies gilt wohl für die Magdalenenbai (79° 34′ N. Br.).

Folgen haben würden[1]). Man darf daher dreist behaupten, dass ein gesunderes, für das Wohlbefinden des Körpers heilsameres Sommerklima als das Spitzbergens auf der Erde nicht mehr gefunden wird. Während der drei Sommer, in welchen die schwedischen Expeditionen diese Gegenden besucht haben, ist kein Fall von Katarrh, Diarrhöe, Fieber oder einer anderen Krankheit auf den Schiffen der Expedition vorgekommen. Dasselbe konnten wir von sämtlichen Spitzbergfahrern, mit denen wir in Verbindung kamen, bestätigt hören, trotz der grossen Temperaturwechsel, denen die Jäger sich aussetzen, trotz manches unfreiwilligen Bades in eiskaltem Wasser, ohne Gelegenheit die Kleider zu wechseln; für alle sind trockene Strümpfe ein seltener Luxus gewesen. Den Grund für diese in hygienischer Hinsicht so beispiellos günstigen Verhältnisse glauben wir in der Reinheit der Luft und dem Mangel an ansteckenden Krankheitsstoffen finden zu müssen. — Wir würden uns deshalb nicht wundern, wenn die Aerzte einst ihre Kranken nach diesem hohen Norden schicken sollten, dass sie hier Gesundheit und neue Kräfte wiedererlangen.“ (Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bäreneiland.)

Die Schneegrenze liegt hier trotz der niedrigen mittleren Wärme der Luft selbst im Sommer ziemlich hoch. Von dem Magdalena-Hook-Berg sagen die schwedischen Forscher: „Es verdient Beachtung, dass die Vegetation mit der Höhe über dem Meere nur sehr unbedeutend abnahm, so dass alle Pflanzen, welche in der Nähe des Meeres wuchsen, auch noch bei 600 Meter Höhe vorkamen. Das anhaltende Sonnenlicht und der geringe Unterschied der Temperatur[2]) ist offenbar der Grund dieser Erscheinung. Daher scheint es ganz ungeeignet, hier von einer Schneegrenze zu reden.

„Innerhalb der Fjorde liegt das Eis fast mehr als einen Monat über Mitsommer hinaus. Noch am Mit-

---

[1]) Dies gilt nach den Berichten aller Reisenden von dem Polarklima überhaupt.

[2]) Die kräftigere Bestrahlung der Bergabhänge bei einer höchstens 33 bis 37° über dem Horizont stehenden Sonne gegenüber der Niederung muss sehr in Betracht gezogen werden.

sommertage sah ich Schnee auf der Niederung, aber kaum war dieser verschwunden, so zeigte das beständige Tageslicht seine unglaublich rasche Einwirkung auf die Entwickelung des Tier- und Pflanzenlebens. Das im Juni noch abgemagerte Renntier ist im August fetter, wie es jemals unter gewöhnlichen Verhältnissen in Norwegen wird.

„Die Ungleichheit zwischen dem Klima des nördlichen und südlichen Spitzbergen ist ziemlich in die Augen fallend. In Südspitzbergen sind ziemlich grosse Thäler frei von Gletschern, was im nördlichen Spitzbergen nie der Fall ist.“ (Torell.)

Nowaja Semlja und Franz-Josephs-Land. Die langgestreckte Insel Nowaja Semlja bildet eine Scheidewand zwischen dem auch im Winter warmen und fast eisfreien europäischen Nordmeer und der eisbedeckten Karasee, welche früher geradezu als „Eiskeller“ verrufen war, während die neueren zahlreichen Fahrten durch dieselben gezeigt haben, dass im Spätsommer ihre Eisdecke von Sonne und Witterung, namentlich aber von den warmen Wassermassen der grossen westsibirischen Ströme in guten Jahren grösstenteils aufgelöst wird. Die Westküste von Nowaja Semlja steht demnach noch unter dem Einfluss der warmen westlichen Driftströmung und der sie bedingenden warmen westlichen Winde; die Ostküste ist davon ausgeschlossen, daher bedeutend kälter. Es haben schon zahlreiche Ueberwinterungen auf Nowaja Semlja stattgefunden, bei denen meteorologische Beobachtungen angestellt worden sind, desgleichen verdanken wir der österreichisch-ungarischen Polarexpedition unter Payer und Weyprecht fast zweijährige meteorologische Beobachtungen aus dem Meere zwischen dieser Insel und Franz-Josephs-Land. Wir stellen im nachfolgenden die Resultate der bisherigen Temperaturbeobachtungen zusammen.

Der Gang der Temperatur im Winterhalbjahr ist, wie man sieht, höchst unregelmässig; besonders bemerkenswert ist die Temperatur des Januar, die in 6 unter 7 Jahren höher ist als die der beiden Nachbarmonate und

	Felsenbai	Möller-bai		Matotschkin-Schar	Seichte Bai	Tobiesens W.-Quartier	Oestr.-ungar. Expedition	
N. Br.	70° 37'	72° 30'		73° 17'	73° 57'	75° 55'	78° 6'	79° 38'
E. L.	57° 30'	52° 42'		54° 21'	54° 48'	59°	67° 12'	60° 4'
Jahr	1882/83	1876/77	1878/79	1884/85	1888/89	1872/73	1872/73	1873/74
Sept.	−1,1	—	—	−0,4	−0,1	—	−9,4	−3,9
Okt.	−6,5	−8,4	−2,0	−5,4	−4,8	−12,4	−16,9	−16,9
Nov.	−16,0	−11,7	−9,3	−12,9	−17,2	−21,5	−25,0	−26,5
Dez.	−10,9	−20,8	−12,1	−19,6	−15,4	−25,7	−30,5	−28,8
Jan.	−19,4	−16,1*	−9,8*	−15,5*	−12,0*	−19,4*	−22,6*	−24,5*
Febr.	−17,8	−20,9	−18,0	−22,0	−14,9	−25,7	−34,9	−28,4
März	−23,7	−23,0	−11,7	−15,3	−15,6	−23,8	−32,0	−23,1
April	−16,0	−16,3	−12,7	−13,2	−14,7	−17,3	−22,1	−15,8
Mai.	−0,8	−3,2	−3,5	−6,8	−0,8	(−9,6)	—	−9,3
Juni	0,5	—	0,7	1,5	3,3	—	—	−0,8
Juli	2,4	—	4,4	4,5	5,3	—	—	1,5
Aug.	3,0	—	—	5,2	4,1	—	0,4	0,5
Jahr	−9,5	—	—	−8,3	−6,9	—	−16,8[1]	−14,6

es erstreckt sich diese Anomalie bis 78° N. Br. hinauf. Auch auf Spitzbergen, in Mosselbai (nahe unter 80°), trat diese Erwärmung im tiefsten Winter gleichfalls und sogar in höherem Grade auf. Die Feststellung der normalen mittleren Jahrestemperatur ist in Anbetracht der grossen Schwankungen der Mitteltemperaturen in verschiedenen Wintern kaum möglich. Wenn die Seichte Bai wärmer ist als die mehr als 3° südlicher liegende Felsenbai, so weiss man nicht, soll man dies dem Jahrgang oder der westlicheren Lage der erstgenannten Station zuschreiben. Dass die Temperatur in dieser Gegend nach Ost hin rasch abnimmt, das scheinen die gleichzeitigen Beobachtungen zu Mosselbai (79° 53' N. Br. und 16° 4' E. L.) und auf dem „Tegetthoff“ bei Franz-Josephs-Land (unter

[1]) Bei Berechnung dieses Jahresmittels wurde die Temperatur der Monate Mai bis Juli gleich jener des folgenden Jahres angenommen.

78° 45′ N. Br. und 67° 36′ E. L.) zu bestätigen. Die Mittel gleicher Perioden für diese Orte waren 1872/73[1]):

	Dez. bis März	Okt. bis Juni
Mosselbai	—16,2	—12,3
„Tegetthoff" . . .	—30,0	—21,5

Nach Baer ist die höhere Temperatur der Seichten Bai auf den hier stattfindenden grösseren Einfluss des Oceans und der warmen Winde zurückzuführen, und er meint, dass die Temperatur auch in mehrjährigen Mitteln dort höher sein dürfte als in Matotschkin-Schar. Auch der Sommer ist wärmer, das Maximum war 18° C., in Matotschkin-Schar kaum 12°. Die grösste Kälte war —32,5°, an letzterem Orte —37,5° und in der Karischen Pforte —40°. In der Karischen Pforte (Felsenbai) hatte Pachtussow anhaltenden Frost ohne Unterbrechung vom 19. Oktober bis 24. Mai, in Matotschkin-Schar vom 24. Oktober bis 21. April, in der Seichten Bai war ununterbrochener Frost vom 27. Oktober bis 21. April, mit dem 6. Mai wurde das Tauwetter anhaltend. Auf Spitzbergen dagegen regnet es auch mitten im Winter, selbst in der zweiten Hälfte des Januar noch. Im Sommer trat in der Seichten Bai Frost ein, zu Anfang des Juni, in drei Nächten im Juli, im August fror es nur drei Stunden. Anhaltender Frost trat erst mit Mitte September ein. Gewitter sind im Sommer in diesen Gegenden schon öfter bis zum 75° N. Br. hinauf beobachtet worden[2]). Da das Karische Meer kälter ist als das Eismeer im Westen, so strömt durch Matotschkin-Schar die Luft als kräftiger Ostwind auf das letztere hinaus, dieser Ostwind verstärkt sich mit zunehmender Winterkälte. An der Westküste von Nowaja Semlja ist Südwind in der ersten Sommerhälfte die Regel. Während der 16 Monate, Oktober bis Mai 1872/73 und 1876/77, war in der Möllerbai und in Tobiesens Winterquartier die Häufigkeit der Winde und deren mittlere Temperatur folgende:

---

1) Wüllerstorf-Urbair, Die meteorologischen Beobachtungen an Bord des „Tegetthoff".

2) Zeitschr. f. Meteorol., VI. Bd., S. 92. Neuerlich erlebte wieder Leigh Smith daselbst ein starkes Gewitter am 2. August 1882.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Prozent	6	10	14	18	11	9	6	4*	22
Temp.	—17,1	—22,7*	—21,0	—16,5	—12,2	—10,1*	—10,7	—15,4	—22,6

Der NE und Windstillen brachten die grösste Kälte, SW die höchste Temperatur. Die Stürme kamen vorwiegend aus E und SE, die meisten Niederschläge kamen mit westlichen Winden.

Die Temperaturextreme des Januar in den beiden eben benützten Beobachtungsreihen auf Nowaja Semlja waren 1872/73 —40,5 und — 3,5°, 1876/77 —39,6 und —1,5°. Die Monatsschwankungen der Temperatur waren sehr gross, in dem Halbjahr November bis April im Mittel beider Reihen 31,9°.

Während der Drift des „Tegetthoff" gegen Franz-Josephs-Land und an dessen Küste waren die Temperaturextreme 1872/73 7,7 und —46,2°, 1873/74 10,4° und —45,9°. Die Winterstürme kamen bei Franz-Josephs-Land fast ausschliesslich aus ENE. Sie brachten Schnee und Bewölkung, die erst wich, wenn der Wind sich mehr nach N drehte. Im ersten Winter war die Schneemenge gering, im zweiten vor Franz-Josephs-Land sehr gross, das Schiff wurde förmlich darunter begraben.

B. **Das polare Asien** haben wir zum Teil schon im Zusammenhang mit dem Klima Sibiriens überhaupt behandelt. Hier mögen noch die nördlichsten Beobachtungsstationen besonders berücksichtigt werden. Das Charakteristische für dieses Gebiet ist der kontinentale Wärmegang, strenge Winterkälte und relativ hohe Sommertemperatur. Der Winter hat hier einen „Kern", wie Middendorff sich ausdrückt, jene Temperatursprünge, das öftere Wiedereintreten längerer Perioden warmen Wetters, wie dies dem Winter des nordeuropäischen Polargebietes eigentümlich ist, findet sich hier gar nicht oder doch nur in geringem Masse. Des Vergleiches halber sind in der folgenden Temperaturtabelle die westlichsten Nachbarstationen des polaren Nordamerika mit angeführt, da sie mit dem nordasiatischen Polargebiet die meiste Uebereinstimmung zeigen.

Temperatur an der Nordküste Asiens und des westlichen Nordamerika.

Ort	Tolstoj Noss	Filipowskoje	Ustjansk	Nishnij Kolymsk	Pitlekaj	Port Barrow	Camdenbai
N. Br.	70° 10′	71° 5′	70° 55′	68° 32′	67° 5′	71° 30′	70° 8′
E. L.	82° 50′	96° 50′	136° 4′	160° 56′	186° 37′	203° 30′	214° 31′
Jahr	1866/67	1843	1820/23	1820/23	1878/79	1852/54	1853/54
Sept. . .	0,7	−1,5	−1,9	−6,0	—	−3,2	(−6,4)
Oktober	−11,3	−7,2	−19,1	−14,4	−5,2	−16,9	−18,2
Nov. . .	−20,4	—	−31,5	−22,4	−16,6	−22,5	−23,1
Dez. . .	−29,4	—	−36,5	−29,9	−22,8	−25,2	−31,6
Januar .	−33,8	—	−41,4	−36,4	−25,1	−28,2	−26,2
Februar	−28,9	—	−35,0	−31,9	−25,1	−30,4	−34,8
März . .	−31,7	—	−24,6	−24,7	−21,6	−26,0	−28,2
April. .	−14,0	—	−18,9	−10,6	−18,9	−15,7	−18,4
Mai . . .	−6,3	−8,7	−9,1	−0,8	−6,8	−6,6	−5,3
Juni . .	−0,4	1,8	6,2	8,6	−0,6	0,1	0,2
Juli . .	7,6	9,4	13,4	—	2,7	2,7	3,2
August	8,8	10,7	8,2	—	—	7,2	—
Jahr . .	−13,3	—	−15,9	—	—	−13,7	—

In Tolstoj Noss, an der Mündung des Jenissei, herrschen im Winter die E-, SE- und S-Winde vor, im Sommer NW, N und NE, also im Winter die Landwinde, im Sommer die Seewinde. Im Jahresmittel sind NE- bis SE-Winde und Windstillen am häufigsten. An 188 Tagen fiel eine Niederschlagsmenge von 29 cm, wovon das meiste auf den Spätwinter und Frühling kam. Der Sommer ist ziemlich warm, im Juli und August ist die mittlere Temperatur um 2^h nachmittags 11,6° und es gab einen Tag mit 20,5° und viele Tage mit 19° Mittelwärme.

Noch wärmer ist der Sommer zu Korennojefilipowskoje an der Boganida im Taimyrlande (unter 71° 5′ N. Br.), wo Middendorff von Mai bis Oktober 1843 sich aufhielt. Dieser Punkt liegt auch noch innerhalb der Baumgrenze, während Tolstoj Noss schon etwa ½ Grad nördlich davon bleibt. Um eine vollständigere Vor-

stellung von der Temperatur des Sommerhalbjahrs an der Baumgrenze im arktischen Kontinentalklima zu geben, wollen wir folgende Beobachtungsresultate hier anführen:

	6^h	2^h	10^h	Max.	Min.
Mai . . .	−12,0	−4,4	−9,9	7,0	−23,8
Juni . .	0,0	4,8	0,9	19,6	−10,5
Juli . . .	7,7	11,8	8,5	22,8	1,6
August .	7,1	16,3	8,4	26,3[1])	−1,4
September	−2,5	0,1	−2,6	11,9	−18,2
Oktober .	−8,5	−5,9	−7,3	2,1	−21,0

Am 2. Juni fiel der erste Regen, vom 20. Juni bis 14. August gab es keinen Frost, am 8. Juli fiel der letzte Schnee, am 5. September wieder der erste. Am 23. Juni trat der Eisgang ein, am 17. September kam der Fluss wieder zum Stehen. Schon in der ersten Hälfte des September gab es häufige Fröste, vom 17. September an herrschten sie ununterbrochen. Gewitter traten zweimal auf. Der Himmel war zwar grösstenteils bewölkt, aber die Sonne machte trotzdem ihre Anwesenheit am Himmel sehr merkbar. Als es vom 31. Juli bis 6. August eine sonnige Woche gab, stieg die Temperatur um 2^h nachmittags durchschnittlich auf 20,6°. Der NE-Wind brachte dann Regen und Abkühlung. Die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft war konstant sehr hoch morgens (6^h) 86%, nachmittags (2^h) 74% und abends (10^h) 81%. Die Westwinde herrschten im allgemeinen vor, nur im Juli und August gewannen die nördlichen und östlichen Winde das Uebergewicht. Die mittlere Häufigkeit der Winde im Sommerhalbjahr war (in Prozenten):

Häufigkeit der Winde im Taimyrland:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Sommerhalbjahr	7	17	21	5	5	13	25	7

Weiter nach Osten scheint sowohl die Sommerwärme wie die Winterkälte noch zuzunehmen bis oder noch etwas über die Lenamündung hinaus; es nähert sich hier der sibirische Winterkältepol und das ihn begleitende Barometermaximum am meisten der Küste. Längs der ganzen Nordküste Asiens finden sich in grösserer oder geringerer

[1]) 2mal beobachtet.

Entfernung trotzdem grosse Strecken offenen Wassers, die sogen. „Polynia". Die Ergebnisse der „Vega"-Expedition haben die älteren Beobachtungen von Hedenström, Wrangel und Anjou auch für den östlichsten Teil der Nordküste bestätigt. Gegen die Beringsstrasse hin scheint sich das offene Meer der Küste zu nähern. Wenn daher im Winter der Wind von Norden kommt, so bringt er Nebel und Frostrauch, d. i. den zu feinen Eisnadeln gefrorenen Dampf des offenen Meeres.

In Ustjansk, wo 2½ Jahre beobachtet wurde, waren die absoluten Temperaturextreme —54,4 und 37,5°, zu Tolstoj Noss (1 J.) —50,8 und 26,2°, zu Nishnij Kolymsk (in 3 Wintern) —50,6 und 23,1° (Juni, die andern Sommermonate fehlen).

Die Winde zu Ustjansk haben einen ausgesprochenen Monsuncharakter. Nach 30monatlichen Beobachtungen ist die Windverteilung folgende:

Häufigkeit der Winde zu Ustjansk (in Prozenten):

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Winter .	1	1	6	18	22	**26**	16	2	8
Sommer .	14	18	**23**	9	3	3	9	10	11
Jahr . .	6	10	**16**	14	13	12	12	7	10

Somit wehen im Winter die Winde aus dem nordsibirischen Barometermaximum auf das Meer hinaus, im Sommer muss dagegen der Luftdruck landeinwärts gegen SSE hin abnehmen.

Ueber das Klima von Nishnij Kolymsk sagt Wrangel: In den letzten Tagen des Mai treibt das Weidengebüsch kleine Blätter, und die nach Süden gelegenen Uferabhänge bedecken sich mit etwas Grün. Im Juni gibt es um Mittag 22° C. Wärme und manche Beerenstauden machen Blüten, auch sonst zeigen sich einige Blumen. Dann kommt aber zuweilen ein Seewind und mit ihm die rauhe Eisluft und zerstört Grün und Blüten. Im Juli pflegt die Luft am heitersten und auch ziemlich mild zu sein, aber dann stellen sich in den ersten Tagen schon Millionen von Mücken ein, die in dichten Wolken die Luft verfinstern und es durchaus unmöglich machen, anders

als im dicken Rauche der Dymokury[1]) auszuhalten, der diese furchtbaren Plaggeister etwas verscheucht. Es fehlt im Sommer nicht an Gewittern, deren Rollen man von den Bergen her hört. — Der eigentliche Winter dauert volle 9 Monate. Im Oktober wird die Kälte etwas durch dicke Nebel gemildert, die aus dem gefrierenden Meere aufsteigen, mit November aber treten die grossen Fröste ein, die im Januar bis —54° C. steigen. Dann wird das Atmen schwer, das Wild zieht sich in das tiefste Dickicht der Wälder zurück, selbst der Schnee dampft! Mit dem 28. November tritt die 38tägige Nacht ein, die aber durch das Refraktionslicht, das Schneelicht und die häufigen Nordlichter ziemlich erträglich wird. Mit der Wiederkehr der Sonne um Neujahr wird die Kälte empfindlicher. Völlig heitere Tage sind im Winter äusserst selten, weil die vorherrschenden Seewinde fast beständig Dünste und Nebel bringen, welche so dicht sind, dass sie die an dem reinen tiefblauen Polarhimmel hellfunkelnden Sterne ganz verdunkeln. Dieser Nebel heisst „Moròk". Der heiterste Monat ist noch der September.

Eine merkwürdige Naturerscheinung ist der hier unter dem Namen „tèplot Wèter", der warme Wind, bekannte ESE, welcher zuweilen bei heiterem Himmel plötzlich eintritt und im strengsten Winter die Temperatur in kurzer Zeit von —44° bis auf nahe 2° Wärme bringt, so dass die Eisscheiben, welche hier die Stelle des Glases in den Fenstern vertreten, auftauen. In den Thälern am Aniuj ist dieser warme Wind häufig, hört aber westlich vom Kap Tschukotskoj ganz auf. Gewöhnlich hält er nicht über 24 Stunden an.

Welch vorteilhaften Einfluss der Schutz gegen die feuchtkalten Seewinde und günstige Exposition gegen die niedrigstehende Sonne, wohl auch bessere Drainage des Bodens im Polarklima hat, ersehen wir aus folgender Mitteilung Wrangels: „In den Aniujthälern, die durch Berge gegen die vorherrschenden kalten (See-)Winde

[1]) Die Dymokury sind grosse Haufen von abgefallenen Blättern, Moos, feuchtem Holz, welche angezündet, dicken Rauch geben. Man stellt sie nicht nur auf den Weideplätzen für das Vieh, sondern auch bei den Wohnungen auf.

geschützt sind, wachsen Birken, Pappeln, Weiden und die niedrige kriechende Ceder. Wenn man aus der gefrorenen nackten Moostundra hierher kommt, glaubt man sich nach Italien versetzt."

Was Wrangel über die Winde zu Nishnij Kolymsk sagt, widerspricht sich mehrfach, mindestens scheinbar. Nachdem er früher gesagt hat, dass die nördlichen Seewinde auch im Winter vorwiegen, sagt er später bei der allgemeinen Charakterisierung der einzelnen Winde von dem W- und NW-Wind: beide, insbesondere letzterer, wehen im Laufe des Jahres am häufigsten, und so wie im Winter der SE-Wind der vorherrschende ist, so ist es im Sommer der NW-Wind; doch auch im Winter weht er oft und anhaltender als die übrigen Winde. Im Sommer bringt er Kälte, im Winter Schneegestöber und böses Wetter.

Eine Berechnung der in den Tabellen enthaltenen Angaben über die „starken, frischen und gemässigten" Winde von 3 Wintern (November bis März) ergab folgendes Resultat (Prozente):

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winterhalbjahr	7	7	6	24	13	9	18	16

Es ist also doch der SE vorherrschend, namentlich da an den Tagen mit „gelindem Wind" fast immer summarisch SE angegeben ist, der nicht in Rechnung gestellt werden konnte. Es herrscht also auch hier im Winter der Landwind, im Sommer der Seewind. Von den nördlichen Winden sagt Wrangel, dass die Winde aus N, NW, oft auch aus NE, immer einen so dichten, feuchten Nebel mitbrachten, dass Kleider und Zelte ganz davon durchnässt wurden.

Von der Mündung der Kolyma weiter nach Osten nimmt die Winterkälte wie die Sommerwärme wieder ab, und das Regime der Winde wird ein anderes. Soweit die Beobachtungen eines Jahres einen Schluss gestatten, ist im Norden der Beringsstrasse bei Kap Serdze Kamen (Pitlekaj), wo die „Vega" überwinterte, der Frühling kälter, aber der Herbst wärmer als weiter im Westen; das Klima nähert sich jenem an der benachbarten Nord-

küste Amerikas. Der Winter ist weniger kontinental kalt, dafür auch der Sommer kühler.

Die niedrigste zu Pitlekaj beobachtete Temperatur war —46,1° am 25. Januar. Eine Eigentümlichkeit des Winters war eine fast beständige Drift von feinem Schnee vor dem herrschenden Nordwind, welche in dichten Wolken die Luft bis zur Höhe von einigen Metern erfüllte, so dass man vom Observatorium zum Schiff ein Seil spannen musste, um nicht den Weg zu verfehlen. Die Westwinde brachten (von November bis März) die grösste Kälte (—31,2°), am wärmsten waren die Winde aus SE bis S (—11,1°), bei Windstillen trat wieder eine sehr tiefe Temperatur ein (—31,4°). Der Himmel war meist stark bewölkt (Oktober bis November 85%, Februar bis März 53%). Der Februar hatte die wenigsten (11), Oktober und Mai die meisten Schneetage. Während in den unteren Regionen der Nord weitaus vorherrschte, wehten in der Höhe (im Winter) beinahe beständig südöstliche Winde. Die durchschnittliche Häufigkeit der Winde von Oktober bis Juli war folgende:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
34	12	7	3	8	9	5	22%.

Es herrschten also NW und N weitaus vor. Doch wurden im Sommer die S- und SW-Winde häufiger, wie folgende Zusammenstellung zeigt, welcher die Windverteilung in dem benachbarten Ikogumt (61,8° N. Br. und 198,8° E. L.) beigefügt ist:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
				Winter					
Pitlekaj	**29**	7	7	3	7	6	5	**26**	10
Ikogmut	10	**25**	12	7	15	10	7	13	—
				Sommer					
Pitlekaj	**20**	12	9	4	14	**19**	5	12	5
Ikogmut	11	**19**	9	4	4	**22**	14	17	—

Hildebrandson nimmt zur Erklärung der winterlichen N-Winde in dieser Gegend wohl mit Recht an, dass sich zu dieser Jahreszeit über dem südlichen Teil des Beringsmeeres ein sekundäres barometrisches Minimum bildet. Im Norden muss der Luftdruck höher sein und

dies könnte auf eine grössere Landfläche im Norden der Beringsstrasse schliessen lassen[1]).

C. **Das amerikanische Polargebiet.** Nachdem wir das Klima des kontinentalen arktischen Gebietes von Nordamerika bereits früher behandelt haben, erübrigt uns hier noch, einen Blick zu werfen auf die klimatischen Verhältnisse des arktischen Archipels im Norden von Amerika und der grossen grönländischen Insel. Es liegen aus der Gegend zwischen 50 und 120° W. L. nördlich vom Polarkreis die Resultate von zahlreichen meteorologischen Beobachtungen vor, die allerdings meistens bloss ein einziges Jahr umfassen. Wir verdanken dieselben grösstenteils den Schiffsexpeditionen, die zur Aufsuchung Franklins in diese Gegenden ausgesendet wurden und hier überwinterten. Die folgende Tabelle gibt eine kurzgefasste Uebersicht der Resultate der Temperaturbeobachtungen. Die neben der Temperatur des kältesten Monats stehende römische Ziffer gibt den Monat an (Januar I etc.), auf welchen die grösste Kälte fiel. Der wärmste Monat war stets der Juli.

Das Eigentümliche der Temperaturverhältnisse im Norden des Kontinents von Amerika tritt in dieser Uebersicht deutlich hervor. Der kälteste Monat ist fast durchgängig der Februar oder selbst der März. Die mittlere Winterkälte ist nicht so streng, wie im Gebiet des asiatischen Kältepols, denn Monatmittel von — 40° sind selten (— 42° Januar 1853 zu Mercybai ist nicht sicher, weil die Korrektion der Thermometer unbekannt ist) und ein Mittel von — 30° kommt bis zu 81½° hinauf vor, während zu Jakutsk Januarmittel über — 40° selten sind und einmal — 49,8° beobachtet wurde. Der Sommer ist dagegen sehr kalt, indem die mittlere Temperatur des wärmsten Monats bloss zwischen 3 und 5° schwankt. Das Resultat ist ein sehr niedriges Jahresmittel der Wärme (— 16 bis — 20° zwischen 70 und 82° N. Br.). Im asiatischen Polargebiet sind die niedrigsten Jahresmittel — 15,9° zu Ustjansk und — 16,7° zu Werchojansk; das

[1]) Es genügt übrigens, eine Anhäufung von Eis wenigstens während des Winters 1878—79 anzunehmen, die sich im Winter wie ein Festland verhält.

Uebersicht der Temperaturbeobachtungen im Arktischen Archipel von Nordamerika.

Ort	Nördl. Breite	Westl. Länge	Jahre	Kältester Monat	Wärmster Monat	Jahr	Absolutes Maximum	Absolutes Minimum
Hudsonsstrasse	65-68°	84-75°	1836/37	—31,7 II	3,1	—12,7	15,0	—42,6
Repulsebai [1])	66°32′	86°56′	46/47	—33,1 I	4,9	—13,9	13,9	—42,3
			53/54	—39,4 I	6,3	—15,0	14,7	—45,6
Winterinsel	66 11	83 10	20/21	—31,7 II	2,6	—12,5	12.2	—38,9
Igloolik	69 21	81 53	22/23	—33,2 XII	4,4	—14,9	15,0	—42,8
Felixhafen	69 59	92 1	29/30	—33,7 II	(7,1)	—14,4	(21,1)	- 43,9
Victoriahafen	70 8	91 35	30/31	—36,2 III	3,3	—16,1	12,2	—49,2
Mundyhafen	70 18	91 40	31/32	—36,5 II	—	—	—	—44,7
Ft. Confidence	66 40	119 0	50/51	—38,6 II	—	—	—	—57,8
Cambridgebai	69 3	105 12	51/52	—37,9 I	4,3	—16,4	12,8	—46,9
Port Kennedy	72 1	94 14	58/59	—38,5 II	4,5	—16,8	12,8	—45.4
Battybai	73 12	91 10	51/52	—29,4 I	—	—	—	—43,3
Port Bowen	73 13	88 55	24/25	—33,8 I	3,8	—15,4	10,6	—44,2
Port Leopold	73 50	90 12	48/49	—35,8 XII	2,3	—16.6	7,2	—46,7
Griffithinsel	74 34	95 20	50/51	—35,8 II	2,5	—17,7	13,9	—43,3
Assistancebai	74 40	94 16	50/51	—34,6 II	3,3	—16.4	10,0	—42,8
Beecheyinsel [2])	74 5	91 51	52/53	—37,7 I	4,1	—15,1	—	—
			53/54	—36,8 II	3,1	—17,1	—	—
Wellingtonkanal	75 31	92 10	53/54	—30,2 II	3,4	—14,7	8,9	—38,9
Northumberl.S.	76 52	97 0	52/53	—39,2 I	2,6	—17,4	13,9	—49,4
Walkerbai	71 35	117 39	51/52	—30,3 III	5,2	—13,1	16,1	—42,8
P. of Wales-Str.	72 47	117 44	50/51	—38,7 II	3,1	—17.2	10,0	—46,1
Mercybai	74 6	117 54	51/52	—33,6 III	3,1	—16.6	11.6	—46,6
			52/53	—42,2 I	—	—	11.1	—54,0
Winterhafen [3])	74 47	110 48	19/20	—35,7 II	5,8	—17.1	15.6	—45,6
Dealyinsel	74 56	108 40	52/53	—37,8 I	2,4	—17,3	—	—
Kap Cockburn	75 3	100 23	53/54	—40,6 II	—	—	—	—
Wolstonholm.-S.	76 34	68 45	49/50	—34,8 II	4,3	—14,7	12,8	—47,8
Foulkehafen	78 18	73 0	60/61	—32,3 I	4,7	—14.4	16,1	—43,0
Rensselaerhafen	78 37	70 53	53/54	—38,2 III	3,4	—19.0	10,6	—54,7
			54/55	—38,2 XII	—	—	—	—54,2
Polarishaus	78 18	72 51	72/73	—34,1 I	—	—	—	—41,4
Polarisbai	81 36	62 15	71/72	—30,8 III	4,7	—15,4	11,7	—43,7
Lady Franklinbai	81 44	65 3	75/76	—40,4 I	2,9	—20,1	7,9	—57,1
Floeberg Beach	82 27	61 22	75/76	—39.9 III	3,5	—19.8	10,0	—58.8

[1]) Ft. Hope. [2]) Nach Schott. [3]) Melvilleinsel.

amerikanische Polargebiet nördlich von 70° N. Br. hat demnach die niedrigsten Mitteltemperaturen aufzuweisen, die wir kennen. Das Gebiet des asiatischen Winterkältepols hat ein kontinentales Klima mit extremer jährlicher Wärmeschwankung, das Gebiet des amerikanischen Kältepols hat einen strengen Winter, aber auch einen kalten Sommer, die Jahresschwankung der Temperatur ist weniger extrem. Es ist zugleich das Gebiet der niedrigsten mittleren Sommerwärme auf der nördlichen Hemisphäre, der Kältepol des Sommers, wenn man sich so ausdrücken darf. Die negative Temperaturanomalie hält in dieser Gegend das ganze Jahr an.

Die niedrigsten im amerikanischen Polargebiet beobachteten Temperaturen bleiben um einige Grade zurück hinter den in Asien zuweilen eingetretenen Kälteextremen.

Um den jährlichen Gang der Temperatur in diesem Klima klarer zum Ausdruck zu bringen, haben wir die beobachteten Mitteltemperaturen der Monate in Gruppenmittel vereinigt. Es ist dies um so mehr gestattet, als innerhalb jeder solchen Gruppe, wie wir sie gebildet, eine Abhängigkeit der Temperatur von Breite und Länge sich nicht erkennen lässt, die unregelmässigen Schwankungen von Jahr zu Jahr also weit grösser sind, als die von der Breite und Länge abhängigen Aenderungen. Zum Vergleich ist auch aus den Beobachtungen zwischen 60 und 68° N. Br. im subarktischen Klima des Kontinents ein solches allgemeines Mittel abgeleitet worden, das den jährlichen Gang im arktischen Kontinentalklima zur Darstellung bringt.

Die Veränderlichkeit der Temperatur im Winter ist im amerikanischen Polargebiet sehr gross, am grössten wahrscheinlich noch auf dem Kontinent. Im Sommer dagegen ist die Temperatur über dem amerikanischen Arktischen Archipel ausserordentlich konstant. Von November bis Januar ist die mittlere Veränderlichkeit der Tagesmittel 3,1°, zu Point Barrow sogar 4,5°, im Sommer dagegen nur 1,1° (kaum grösser als in Neapel und Kairo). Die mittlere Häufigkeit einer Aenderung der Tagesmittel von mehr als 6° ist im Winterhalbjahr

Jährlicher Temperaturgang im arktischen Nordamerika.

Ort	NW-Grönland	Barrow-strasse	Banks-strasse	Boothia-golf	NW-amerik. Kontinent
N. Breite	79,5°	74,4°	73,7°	68,0°	64,1°
W. Länge	68,2°	93,5°	115,2°	89,0°	122,8°
Jahre	8	11	6	9	18—19[1]
Dezember . .	—29,8	—32,7	—30,3	—30,6	—26,9
Januar	—33,9	—36,0	—35,5	—32,3	—30,4
Februar . . .	—34,0	—35,1	—34,8	—33,6	—28,1
März	—34,1	—30,3	—31,2	—29,4	—20,1
April	—23,6	—20,3	—19,2	—18,6	—8,4
Mai	—8,5	—10,6	—9,0	—6,1	4,1
Juni	0,9	0,4	1,0	1,0	13,9
Juli	3,8	3,1	3,8	4,6	15,7
August	0,9	1,6	2,2	2,9	12,1
September . .	—7,2	—6,1	—5,3	—2,5	4,5
Oktober . . .	—18,1	—14,7	—17,8	—11,6	—5,5
November . .	—25,1	—23,6	—25,4	—21,2	—16,6
Jahr	—17,4	—17,0	—16,8	—14,8	—7,1

20,4 (etwas grösser als zu Petersburg), im Sommerhalbjahr 5,1 (etwas grösser als zu München und Wien); in den drei Sommermonaten selbst aber ist das arktische Klima viel konstanter als das an letzterem Orte. Dies zeigt sich wohl am besten in folgenden Angaben über die mittlere Monatsschwankung der Temperatur.

	Winter	Frühl.	Sommer	Herbst	Jahr
Boothia . . .	22,9	26,9	14,6	22,5	21,7
NW-Grönland .	32,3[2]	29,0	12,8	24,3	24,6

Die grosse Veränderlichkeit der Temperatur im Winter wird namentlich verursacht durch das Auftreten

[1] Von Juli bis September bloss 7—10 Jahre.
[2] Monatsschwankungen von 40—45° kamen mehrmals vor.

warmer Winde. Im westlichen Teile unseres Gebietes kommen dieselben von NW, wahrscheinlich von einem offenen Meer im Norden der Beringsstrasse. Die grosse Veränderlichkeit der Temperatur zu Point Barrow, sowie die längeren Erwärmungen, die hier ähnlich wie im nordeuropäischen Eismeer aber in schwächerem Masse, mitten im Winter auftreten, stimmen zu dieser Annahme. Im Nordwesten von Grönland ist es der warme SE, der grönländische Föhn, der grosse Temperatursprünge und plötzliche Erwärmungen verursacht.

Nach Petitot sind zu Ft. Good Hope (66° 20′ N. Br. am unteren Mackenzie) die S- und E-Winde die kältesten, heftige NNW-Winde sind dagegen warm, jeden Winter sollen sie im Januar eintreten und die Temperatur bis über den Gefrierpunkt steigern (Mitteltemperatur des Winters etwa — 30°). Man fühlt dann eine grosse Abspannung, wie in einem Dampfbade, der Wind dauert 1—3 Tage. Während des Winters ist übrigens die Luft hier meist ruhig und der Himmel meist unbewölkt.

Kapitän Allen Young beobachtete in der Baffinsbai 74° N. Br. und 66° W. L. einen NW-Sturm, der mit einer ungewöhnlichen Temperaturzunahme verbunden war. Der Sturm hielt 2 Tage an mit einem warmen Wind von NNW.

Nach den Aufzeichnungen über die Zahl der Niederschlagsstunden und -Tage zeichnet sich der arktische Archipel von Nordamerika, sowie der Norden von Grönland durch eine sehr geringe Niederschlagsmenge aus, namentlich im Winter. Frühling und Herbst scheinen den meisten Schneefall zu bringen, der Winter den geringsten. Windstillen sind im Winterhalbjahr sehr häufig, im Sommer viel seltener.

Während der Ueberwinterungen der „Polaris"-Expedition hat man sich bemüht, auch die Luftfeuchtigkeit zu messen. Danach wäre im Winter der mittlere Dampfdruck bloss 0,2 mm und die relative Feuchtigkeit auch bloss 50%, demnach herrschte grosse Lufttrockenheit in jeder Hinsicht. Im Sommer war der Dampfdruck 4,3 mm und die relative Feuchtigkeit 75%.

Die vorherrschenden Winde über dem amerikanischen Arktischen Archipel sind das ganze Jahr hindurch NW und N; in Nordgrönland dagegen im Winter NE, im Sommer SW. Die Winde an der Westküste von Grönland haben grösstenteils nur einen lokalen Charakter, im Winter herrschen Landwinde aus NE und E, im Sommer Seewinde aus SW und W. Die mittlere Häufigkeit der Winde über dem Arktischen Archipel (Umgebung von Boothia) soll dagegen hier Platz finden.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winter .	22	8	12	7	5	4	9	**33**
Sommer .	17	13	8	10	9	11	12	**20**

Das amerikanische Polargebiet zeichnet sich demnach durch vorherrschende nördliche Winde aus. Da im Winter über der Baffinsbai und der Davisstrasse ein sekundäres Luftdruckminimum besteht, so erklären sich daraus die NW-Winde über dem Archipel und die NE- und E-Winde im nördlichsten Grönland, und damit auch die Niederschlagsarmut dieser Gegenden. Im südlichen Teile der Westküste von Grönland sind dagegen auch im Winter die Niederschläge reichlich, wie dies der Ostseite eines Barometerminimums entspricht. Da wir die Luftdruckverhältnisse über dem äussersten Norden des Kontinents von Amerika gar nicht kennen, so ist die Zeit noch nicht gekommen, um für die Windverhältnisse dieser Gegenden eine allgemeine Erklärung zu versuchen.

Bemerkenswert und in mancher Hinsicht unerwartet ist der jährliche Gang des Luftdruckes im äussersten Norden Amerikas. Wir haben, um denselben ersichtlich zu machen, wieder zu der Ableitung von allgemeinen Mittelwerten aus den einzelnen Beobachtungsreihen der arktischen Expeditionen greifen müssen.

Der Luftdruck erreicht sein Hauptminimum im Hochsommer (Juli und August) und ein zweites etwas schwächeres Minimum im Januar; das Hauptmaximum tritt im April ein, ein zweites sekundäres Maximum im November. Das Sommerminimum ist deshalb auffallend, weil wir wissen, dass im allgemeinen die Erdstellen, welche eine negative Temperaturanomalie aufweisen, Barometermaxima

Jährlicher Gang des Luftdrucks im arktischen Amerika.

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
NW-Grönland (78,8° N. Br., 67,4° W. L.) 8 Jahre, Mittel 757,6											
55,3	54,8*	56,9	60,9	**63,9**	61,0	55,9	53,9*	54,8	55,5	57,0	**61,5**
Upernivik (72,47° N. Br., 56° W. L.) 6½ Jahre, Mittel 755,1											
51,9	49,5*	53,2	57,7	**60,6**	58,4	56,4	55,5	55,5	54,7*	54,7	**56,1**
Boothia (72,0° N. Br., 91,3° W. L.) 10 Jahre, Mittel 758,8											
58,7	56,8*	59,0	61,5	**62,5**	62,1	59,1	56,0	55,1*	56,0	59,1	**59,7**

erhalten. Nun ist das arktische Nordamerika im Sommer nicht nur relativ, sondern auch absolut ein Kältecentrum, und man sollte daher erwarten, dass von dem stark erwärmten nordamerikanischen Kontinent die Luft in der Höhe dorthin abfliessen und ein Luftdruckmaximum erzeugen werde. Statt dessen finden wir ein Barometerminimum wie über einer zu stark erwärmten Erdstelle. Es müssen also dynamische Wirkungen sein, welche dieses Minimum erzeugen, und wir haben schon in der allgemeinen Charakteristik der gemässigten Zone auf eine solche hingewiesen. Der mittlere Luftdruck ist am niedrigsten in der Baffinsbai und nimmt nach Norden und Westen zu; im Winter tritt dies am stärksten hervor, der Sommer macht vielleicht sogar eine Ausnahme.

Klima der Westküste von Grönland. Wir wollen nun zum Schluss noch auf das Klima der Westküste von Grönland etwas näher eingehen, weil hierüber nicht allein die Resultate längerer Beobachtungsreihen, sondern auch die ausgezeichneten Schilderungen Rinks uns vorliegen. Die folgende kleine Tabelle enthält die Hauptresultate der Temperaturbeobachtungen.

Im südlichen Grönland ist der Januar der kälteste Monat, im nördlichen (etwa von 69° Breite an) der Februar.

Die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur betragen zu Frederikshaab im Winter 25,6°, im Sommer 12,8°, im Jahresmittel 19,1° (die mittleren Jahresextreme sind 16,8 und — 25,2°).

Mittlere Temperaturen in Westgrönland.

Ort	N. Br.	W. L.	Januar	April	Juli	Okt.	Jahr
Lichtenau . . .	60°22′	45°40′	−5,5	0,8	8,0	1,3	1,1
Iviktut	61 12	48 11	−8,8	−1,0	9,1	0,7	0,5
Frederikshaab.	62 0	49 24	−9,6	−0,9	6,5	−0,9	−0,9
Godthaab . . .	64 10	51 46	−10,9	−4,5	6,4	−2,1	−2,4
Jakobshavn . .	69 12	50 55	−17,5*	−10,4	7,7	−4,8	−5,5
Omenak	70 40	51 59	−21,0*	−12,7	6,7	−4,7	−7,0
Upernivik . . .	72 48	56 0	−28,0*	−16,2	4,4	−7,0	−11,1

Rinks Beschreibung des Klimas von Nordgrönland entnehmen wir folgendes:

Im Winter herrschen die Landwinde aus E vor. Namentlich beim Beginn des Winters, bevor sich das Eis auf der Diskobucht festgelegt hat, sind harte und stürmische Ostwinde bei — 21 bis — 22° C., sowohl bei Godthaab als in dem östlichen Teil der Diskobucht sehr häufig und andauernd. Diese lokalen Landwinde zeigen sich mit gutem Wetter und klarer Luft verbunden, oder sind wohl eine Folge davon. Wenn aber in den strengen Wintern unruhiges Wetter eintritt, bläst es in der Regel bei — 12 bis — 18° C. stürmisch aus Süd mit Schneefall, in sehr seltenen Fällen sogar bei — 30°.

Im allgemeinen ist jeder Wind, mit Ausnahme des SE, kalt und empfindlich, namentlich wenn er mit Regen oder Schnee verbunden, und man kann zu jeder Zeit des Jahres dann genötigt werden, sein Zimmer künstlich zu erwärmen. Der Hauptfaktor des Wetters im Winter ist der warme SE-Wind, der über das eisbedeckte Innenland herweht. [Er gleicht in allen Stücken dem Föhn der Alpen.] Er steigert die Temperatur plötzlich auf 0° und darüber, zu Jakobshavn mitten im Winter bis zu 6—7°, d. i. 24° über die Mittelwärme (im März sogar bis 29°). Jakobshavn hat durchschnittlich im Winterhalbjahr 16 solcher Föhntage. Dem SE folgt dann ein Südwind von der Daviesstrasse herauf, häufig als Sturm mit Schnee und Regen, welche zumeist aus dieser Richtung kommen [1]). Bei Südwind hängen die Wolken über die Fjelden bis zu 300 m etwa, die Temperatur hält sich im Winter zwischen — 12 bis — 15°, im Sommer zwischen 5—6°; bei Nord-

[1]) Ich habe Windrosen für den Winter Upernivik berechnet, von welchen ich folgende Resultate hierher stelle:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Zahl in % . .	20	14	43	3	1	16	2	1
Temperatur . .	−22,7	−20,9	−21,1	−6,2	−14,2	−15,6	−17,2	−17,6
Bewölkung in %	45	30	22*	52	80	78	63	42
Niederschläge in %	11	10	4	20	25	41	50	46

wind ist die Luft entweder klar, oder die Wolken hängen ganz tief herab und gehen in Nebel über, die Temperatur sinkt mitten im Sommer auf 0° bis 1°, der Nebel setzt Eis auf dem Tauwerk der Schiffe ab. Im Winter kann es aus N bei — 30° C. mit Schnee hart wehen.

Während der Sommermonate ist der Seewind in den Fjorden überall so vorherrschend, dass er sich nur ein paar Stunden bei Nacht etwas legt oder einem schwachen Ostwind Platz macht. Es ist deshalb ebenso leicht, in die Fjorde hineinzukommen, als schwierig, wieder herauszukommen; an einzelnen Stellen, z. B. im Diskofjord macht dieser Wind durch seine Kälte und Heftigkeit die beste Zeit des Jahres und des Tages sogar unleidlich. Noch anhaltender ist der Landwind, welcher vom Herbst bis zum Winter bläst. Er zeigt sich am heftigsten, wo das grosse Inlandeis dem Meere am meisten sich nähert, namentlich also längs der Diskobucht. Es gibt Jahre, in denen er hier im Oktober, November und Dezember fast unaufhörlich herrscht; im Pakitsokfjord aber weht er im September selbst bei gutem Wetter wie ein Sturm, der sich nur nach der wärmsten Tageszeit ein wenig besänftigt. Erst wenn das Eis auf der Diskobucht sich gelegt hat, beginnt der Landwind hier abzunehmen; umgekehrt beginnt bei Godthaab der Ostwind gerade erst, wenn das Eis sich gelegt hat und strenge Kälte eingetreten ist, wahrscheinlich weil dann weiter im Westen noch offenes Wasser und die zugefrorene Diskobucht die Rolle des Landes spielt. In den tiefen Fjorden des Distriktes von Egedesminde soll im Sommer in den unteren Teilen der Seewind herrschen, im Hintergrund der Fjorde aber vom Inlandeis herab der Landwind, weshalb die Renntiere dort hinaufziehen, um Schutz gegen Sonnenwärme und Mücken zu suchen.

Die Monate April und August bringen nach Rink die meisten Schnee- und Regentage und zugleich die grösste Niederschlagsmenge. Im ganzen aber hat Nordgrönland eher ein trockenes als ein feuchtes Klima. Die Küste leidet im Sommer am meisten durch Nebel und Nässe; die Beeren reifen im Innern der Fjorde selbst in der Nähe des Inlandeises in grösserer Menge als an der Küste.

Die Trockenheit und Kälte der Luft ist es, welche dem Grönländer gestattet, mit den einfachsten Mitteln sich eine Art Erdhäuser zu bauen.

Im Frühjahr bedingen die häufigen und grossen Temperaturwechsel meist eine allgemeine Erkältungsepidemie.

Die Temperaturverhältnisse der Westküste Grönlands werden durch grosse Schwankungen der Mitteltemperatur des Winters oder der einzelnen Wintermonate von einem Jahr zum anderen charakterisiert. So hatte der Februar 1872 zu Jakobshavn eine Mittelwärme von — 8,7°, jener des Jahres 1863 von — 31,6°. Zu Omenak ist die mittlere Veränderlichkeit der Monatstemperatur im Dezember 4,3°, im Februar 4,6° (im August dagegen bloss 0,7°), das Mittel von Dezember bis März ist 3,8°. Das Jahr 1863 hatte eine Mittelwärme von — 11.5°, das Jahr 1860 von — 4,6°.

Von dem Klima Südgrönlands, das man mit 67° N. Br. beginnen lässt, sagt Rink, dass es die Unbequemlichkeit und das Ungemach des temperierten und kalten Klimas zugleich hat. Während im Norden die strenge Kälte des beständigen Winters Eisdecken bildet, über welche eine schnelle und leichte Kommunikation möglich ist, hat man in Südgrönland Stürme mit Schneetreiben und einem aufgeregten Meere. Man befindet sich für mehrere Monate des Winters in einer Art Gefangenschaft, während im Norden gerade dann die beste Kommunikation ist. Auch für die eingeborene Bevölkerung sind die Verhältnisse ungünstiger, weil Seehundsfang und Fischerei unsicherer werden. Regen und Schnee fällt in viel grösserer Menge, und die dicke Schneedecke lässt die Sommerwärme nicht aufkommen, so dass die Beeren zuweilen im Norden viel reichlicher reifen als im Süden. Wenn man die Tage, an denen der warme Landwind (SE) weht, ausnimmt, kann das wärmste Sommerwetter zu jeder Zeit durch Seewind mit eiskalten Nebeln unterbrochen werden. Nur im Innern der Fjorde ist man einigermassen durch die hohen Fjelde gegen die Eisnebel des Meeres geschützt; aber auch dort stellt sich, kaum dass die Sonne vormittags das Land ein wenig erwärmt hat, ein regelmässiger kalter Seewind ein. Auf den Inseln vor der Küste kann das Thermometer zu jeder Zeit des Sommers auf ½° herabsinken und nur zwei Monate sind vor Nachtfrösten einigermassen sicher.

Der Unterschied der Sommerwärme zwischen Nordgrönland und Südgrönland ist gering (Juli zu Lichtenau [60,4° N.] 8,0°, Upernivik [72,8° N.] 4,4°), hingegen ist der Unterschied der Winterkälte um so grösser (Januar: Lichtenau — 5,5, Upernivik — 28,0°). Auch in Südgrönland bringt im Winter der SE grosse Erwärmung. Im Dezember 1853 trat zu Julianehaab, nachdem der Frost schon — 20° erreicht hatte, gegen Ende des Jahres plötzlich der warme SE ein, und um Weihnacht stieg die Temperatur bis 10°, die starken Regenschauer entblössten das Land ganz vom Schnee. Dagegen schneite es in den ersten Tagen des Mai so stark, dass die niedrigen Hütten der Grönländer ganz unter der Schneedecke begraben lagen und man über die Dächer hinwegschritt. Um die Mitte des Juni stellte sich abermals starkes Schneegestöber ein, der Schnee blieb liegen, die Tiere mussten wieder in den Stall gebracht werden und es war wie mitten im Winter in Dänemark. Weiter draussen im Meer lag noch zu Anfang des Juli zwischen den Inseln das Eis fest. So stellt sich zuweilen der Sommer in Südgrönland ein.

Für die Abnahme der Niederschläge von Süden nach Norden will ich noch einen Beleg geben. Aus den letzten Bänden der Jahrbücher des dänischen meteorologischen Instituts ergeben sich folgende mittlere Jahressummen der Niederschläge (1875—80; Jakobshavn 1875 bis 1879, Upernivik 1875—78):

Iviktut 130, Godthaab 68, Jakobshavn 21, Upernivik 35 cm.

Während des Winters, der Zeit der vorwiegenden Landwinde aus NE und E, ist die Luft sehr trocken, auch bei grosser Kälte.

D. **Ueber das Klima der antarktischen Zone** besitzen wir nur die wenigen unzureichenden Beobachtungen, welche bei Gelegenheit antarktischer Expeditionen gewonnen worden sind. Zwei Eigentümlichkeiten sind es, die mit voller Sicherheit aus diesen Beobachtungen hervorgehen: die ungemein niedrige Sommertemperatur und der ausserordentlich niedrige Luftdruck. Die Beobachtungen von Sir James Ross während der drei berühmten antarktischen Expeditionen 1840—43 auf den Schiffen Erebus und Terror ergeben für 64° S. Br. eine mittlere Sommerwärme von —0,9° (4monatliche Beobachtungen zwischen 60—68°, Dezember bis März), für den Februar zwischen 75—78° S. Br. sogar nur —4,4°. Es sind dies die niedrigsten Sommertemperaturen, die wir überhaupt kennen.

Für den Luftdruck im Meeresniveau in den höheren südlichen Breiten lassen sich aus denselben Beobachtungen die folgenden Mittelwerte ableiten:

Breite . .	60—67	65—71	70—75	75—78 S. Br.
Luftdruck	739,7	737,4	734,0	735,8 mm.

Es ist demnach der mittlere Luftdruck hier so niedrig wie in der nördlichen Hemisphäre innerhalb grosser Barometerdepressionen oder während heftiger Stürme. Dem niedrigen Luftdruck der höheren südlichen Breiten (jenseits 40° S. Br.) entsprechen auch heftige, fast kontinuierlich sturmartige Westwinde. Das ganze südliche Cirkumpolargebiet stellt demnach eine grosse Cyklone dar, deren Centrum am Pol liegt, welchen die stürmischen Westwinde umkreisen. Die allgemeine Wasserbedeckung der höheren südlichen Breiten, welche der gleichmässigen Entwickelung dieser Rotationsbewegung keine Hindernisse entgegensetzen, wie dies auf der nördlichen Hemisphäre die Kontinente thun durch die selbständigen Luftcirkulationen, die sich über denselben ein-

stellen, sowie die viel geringere Reibung, welche die unteren Luftmassen über einer Wasserfläche erfahren, erklären zur Genüge die rasche Abnahme des Luftdruckes gegen den Südpol hin, wie wir schon früher erörtert haben. Es ist Ferrels Verdienst, die mechanische Ursache des niedrigen Luftdruckes um den Südpol nachgewiesen zu haben [1]).

Die Bahnen der sekundären Cyklonen, welche innerhalb der allgemeinen Weströmung und mit derselben fortschreiten, scheinen zumeist südlich von den Beobachtungsstationen der südlichen Hemisphäre vorüberzugehen, daher an denselben (auf Neuseeland, St. Paul, Kerguelen etc.) die Winddrehung sehr regelmässig mit der Sonne von rechts nach links erfolgt. In den höheren südlichen Breiten ist dafür wieder eine Zunahme der östlichen Winde und eine entgegengesetzte Winddrehung bei den Wetterumschlägen zu erwarten, und die vorliegenden Beobachtungen scheinen damit übereinzustimmen, sowie vielleicht auch die Druckzunahme südlich von 75° S. Br., welche Sir James Ross beobachtet hat.

Allgemeine Charakteristik des Polarklimas.

Die hauptsächlichste Eigentümlichkeit des Polarklimas besteht in einer mehr oder minder langen Abwesenheit der Sonnenstrahlung während des Winters und einem schieferen Einfallen der Sonnenstrahlen während des Sommers, als in den übrigen Klimagebieten der Erde. Wenn auch die grösste Winterkälte nur an den Rand des nördlichen Polarzirkels fällt, so beherbergt doch das nördliche Cirkumpolargebiet die niedrigsten mittleren Jahrestemperaturen. Sicherlich ist dies auch im südlichen Polargebiet der Fall, welches höchst wahrscheinlich zugleich die niedrigsten Wintertemperaturen der südlichen Halbkugel aufzuweisen haben wird. Mit Recht

[1]) Man sehe Silliman Journal January 1861, ferner Nature, 1871, Vol. IV, p. 227, wo mehr populäre Nachweise dafür gegeben sind.

führen daher die Polarzonen auch den Namen der „kalten“ Zonen.

In dem Kapitel über das solare Klima haben wir zwar gezeigt, dass die Summe der Sonnenstrahlung während eines Tages um die Mitte des Sommers in der Nähe des Pols ein Maximum erreicht und dann höher ist als zu jeder Zeit des Jahres am Aequator. Wenn trotzdem die mittlere Sommerwärme in den hohen Breiten im allgemeinen merklicher abnimmt, als die Winterkälte eine Zunahme erfährt, so liegt dies darin, dass der grösste Teil der Sonnenstrahlung aufgebraucht wird zur Schmelzung des Eises und der Schneemengen, welche sich während der langen, fast 3/4 Jahre umfassenden Frostzeit gebildet und aufgehäuft haben. Die durchschnittliche Dicke des während eines Polarwinters gebildeten Eises über jenen Meeresteilen, wo nicht die Stürme oder eine kräftige Ebbe- und Flutbewegung dessen ruhige Bildung verhindern, wird zu 2 Meter angegeben.

Würde ein ausgedehnter Kontinent die Polarregionen einnehmen, so könnte bei der Abwesenheit erheblicher Niederschläge und dem Fehlen einer dickeren Schneelage die Sommerwärme in der That vom Polarkreis gegen den Pol hin nur wenig sich ändern. Bei der thatsächlichen Verteilung von Wasser und Land in den beiden Hemisphären wird aber das Polarklima weniger durch die strenge Winterkälte, welche es ja mit dem Kontinentalklima noch südlich vom Polarkreis gemein hat, als durch die niedrige Sommertemperatur charakterisiert. Der Sommer ist kühl und kurz. In den höchsten Breiten reicht seine Wärme nicht mehr hin, um auf ebenen Lagen den Schnee und das Eis abzuschmelzen. Von grösster Wichtigkeit wird bei dem niedrigen Sonnenstand in diesen Gegenden die Erhebung des Bodens, die Neigung desselben, welche die Sonnenstrahlung unter günstigerem Winkel, selbst senkrecht, einfallen lässt. Es ist damit noch ein zweiter Vorteil verbunden, das Abfliessen des Schmelzwassers und die grössere Trockenheit und Erwärmungsfähigkeit des Bodens. Auf den ebenen Flächen stagniert das Schmelzwasser über

dem ewigen Bodeneis, gefriert immer wieder von unten und die ohnehin so schief einfallenden Sonnenstrahlen bleiben auf dem eisigen Morast fast ohne Wirkung. So sagt Baer von Nowaja Semlja, dass die ebene Polarfläche eine Wüste, der geneigte Boden am Fuss der Berge, wo er nicht von Gerölle oder Schneelagern eingenommen wird, einem Garten gleichen könne. Die hochnordischen Ebenen, welche nur die ärmlichste Vegetation zulassen, werden Tundren genannt.

Wenn man die Wärmeverhältnisse, unter denen die Polarvegetation steht, beurteilen will, darf man nicht allein die niedrige mittlere Sommerwärme der Luft ins Auge fassen, sondern muss auch der direkten Sonnenstrahlung Rechnung tragen, welche namentlich auf geneigten Flächen, welche am frühesten schneefrei werden, sehr wirksam werden kann.

Nach Kanes Beobachtungen an einem geschwärzten Thermometer (im Vakuum) im Rensselaerhafen ($78\frac{1}{2}^{\circ}$ N. Br.) stieg die Temperatur in der Sonne vom 16. Mai bis 4. September stets über den Gefrierpunkt und erreichte selbst 21° C. Die Luftwärme dagegen war nur von Mitte Juni bis Mitte August über Null. In der Assistancebai ($74\frac{1}{2}^{\circ}$ N. Br.) beobachtete man, dass schon im März bei einer Luftwärme von —31 bis —33° C. der Schnee in der Sonne zum Schmelzen kam, wo er über Steinen oder in der Nähe des dunkeln Schiffskörpers lag.

Der jährliche Wärmegang in der nördlichen Polarregion zeichnet sich durch einen weit in das Frühjahr hinaus verlängerten Winter aus, so dass oft erst der März, im nordeuropäischen Polargebiet sogar noch der April, die grösste Kälte bringen kann. Im Mai steigt die Temperatur rasch und fast überall und stets ist der Juli der wärmste Monat, da im August die Sonnenstrahlung schon wieder rasch abnimmt. Der Herbst ist bedeutend wärmer als das Frühjahr.

Die regelmässige tägliche Wärmeänderung ist während der Zeit, wo die Sonne unter dem Horizont sich befindet, kaum merklich. Aus den stündlichen Beobachtungen von Kane im Rensselaerhafen von November

bis Januar (die Sonne blieb unter dem Horizont vom 25. Oktober bis 16. Februar) würde sich allerdings eine geringe Erwärmung um Mittag ergeben (+ 0,5°), eine Dämmerung der Wärme, wie Dove sich ausgedrückt hat (die grösste Kälte fiel auf 9—11^h abends mit —0,2° bis —0,3°), doch tritt in den anderen arktischen Beobachtungen diese Erscheinung nicht so bestimmt hervor. Die tägliche Temperaturschwankung erreicht ihren höchsten Grad im April und Mai nach Wiederkehr der Sonne, an manchen Orten macht sich ein zweites geringeres Maximum im August und September bemerkbar. Das Mittel von 5 Orten zwischen 70° und 78° Breite (Mittel 73°) ist:

Tägliche Wärmeschwankung (Celsius).

Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.
0,7	0,7	0,6	1,2	4,3	5.2	5,4	4,5	3,4	2,9	2,6	1,2

Die Luft ist während des Winters ausserordentlich wasserdampfarm. Wir haben dafür schon die Messungen der amerikanischen „Polaris-Expedition“ anführen können. Zu Port Bowen (73° 13′ N. Br.) hat man sich vergeblich bemüht, während des Winters mit Daniels Hygrometer Taupunktbestimmungen zu machen. Mehrmals wurde bei heiterem ruhigem Wetter und einer Lufttemperatur von —34° und —37° C. die Temperatur des Aethers bis auf —43° und —45° C. herabgebracht, ohne dass sich ein Beschlag an dem Gefäss gezeigt hat. Der Taupunkt der Luft lag also noch tiefer. Die Luft war nicht nur absolut, sondern auch relativ sehr trocken.

Aus dem europäischen Polargebiet, vor Franz-Josephs-Land, berichtet dagegen Payer von einem durchdringenden Feuchtigkeitsgefühl, welches bei grosser Kälte um so lebhafter wird. Die Luftfeuchtigkeit erhält durch die den offenen Meeresstellen (als Frostrauch) entströmenden Wasserdämpfe immer neuen Zuschuss. „Die unzähligen Eiskrystalle, welche die Luft erfüllen und die Klarheit des Tages bis zu einer graugelben Dämmerung dämpfen, üben ein unausgesetztes flüsterndes Geräusch aus.“ Bei alledem herrscht in der Atmosphäre eine unbeschreibliche Trockenheit (Dampfarmut), die mit

dem Feuchtigkeitsgefühl in grellem Widerspruch steht. Tabak zerfällt in dürre Staubteilchen. In Ostgrönland, wo die relative Luftfeuchtigkeit geringer war, war das Feuchtigkeitsgefühl auch minder lästig.

Nach Payer und Weyprecht ist das schlimmste Leiden bei Schlittenreisen im Winter der Durst, der schwer befriedigt werden kann. Sowie die Sonne später den Schnee feucht macht, schwindet dieses Uebel.

Nebel fehlt im Winter auf dem Lande oder über dem festen Eise fast ganz oder kommt nur als Bodennebel vor, der kaum 30—40 m hoch reicht und den Zenith frei lässt. Dagegen zeigt er sich regelmässig in der Nähe offener Meeresstellen, welche sich deshalb schon aus der Ferne durch den aufsteigenden Qualm („Frostrauch") verraten. Im Sommer dagegen ist der Nebel häufig und wird zu einem grossen Uebelstand. An die Stelle des Nebels tritt im Winter die Schneedrift; jeder stärkere Wind hebt den ausserordentlich feinen trockenen Schnee auf, der dann in dichten Massen die Luft erfüllt und verdüstert wie Nebel.

Dem ausserordentlich geringen Wasserdampfgehalt der Luft während des Polarwinters entspricht auch eine sehr geringe Niederschlagsmenge und geringe Bewölkung des Himmels. Ausgenommen davon sind nur die Uferländer und Inseln des warmen nordeuropäischen Eismeeres, soweit in den verschiedenen Wintern das offene Wasser seinen Einfluss geltend machen kann. Der heitere Winterhimmel und die Schneearmut sind nicht allein dem asiatischen Polargebiet eigentümlich, sondern auch dem amerikanischen. Parry sagt, dass wohlbegrenzte Wolkenformen am Winterhimmel der Polarregionen fast ganz unbekannt sind, und gleicherweise bemerkt Sh. Osborne, dass während zwei Wintermonaten zu Griffith-Island die Wolken ganz fehlten; Mond und Sterne wurden nur zeitweilig durch die Schneedrift verdunkelt. In einem anderen Winter zeigten sich allerdings zu Port Bowen Cirrostratuswolken auch am Winterhimmel, es war aber doch auch dann die Atmosphäre im Januar und Februar am klarsten (im April und Mai am trübsten).

Die Niederschlagsmenge ist gering. Im Winterhafen (Melville-Insel) fiel der Schnee von Mitte Oktober an nur mehr in Form feiner Eisnadeln. Zu Anfang Januar betrug die Schneelage bloss 2 1/2—5 cm, und nachdem am 19. und 20. April mehr Schnee gefallen war, als im ganzen Winter (aber noch nicht in Flocken), erreichte die Schneehöhe doch kaum erst 13 cm. In Port Bowen wurde die Schneehöhe am Ende des Winters an günstigen Stellen vielfach gemessen, sie betrug nur 11 1/2 cm. Die Schneelage ist aber ausserordentlich dicht[1]). Die Zahl der Tage mit Regen oder Schnee betrug für das Jahr zu Port Bowen 69 (davon fallen auf November bis März bloss 5), in der Walkerbai gleichfalls 69 (an 354 Tagen), im Winterhafen 68. Im Foulkehafen (NW-Grönland, schon in der Nähe des Barometerminimums der Baffinsbai) gab es von September bis Juli (incl.) 94 Tage mit Niederschlag, davon kamen auf September bis November 28, Dezember bis Februar 19, März bis Mai 25, Juni und Juli 29. Die Messungen des Niederschlags zu Polarisbai ergaben für die 3 Monate Februar bis April bloss 8 mm (d. i. Schneehöhe kaum 8 cm), zu Polarishaus von November 1872 bis Mai 1873 (in 7 Monaten) 59 mm, davon kamen auf die 3 Wintermonate 24 mm.

Alles dies bestätigt die geringe Niederschlagsmenge in den nördlichen Polargegenden. Dabei ist aber im Winter die Luft beständig von feinsten Eisnadeln („Diamantstaub") erfüllt, selbst an den klarsten Tagen. Dieser Niederschlag ist so fein, dass man ihn in der Luft bloss bemerkt, wenn man gegen einen dunkeln Gegenstand hinsieht. Die fortwährende Ablagerung dieser feinen Eisteilchen erscheint doch nach einiger Zeit als merkliche Schneelage. Es wird bemerkt, dass Flockenschnee nicht fiel unter einer Temperatur von —22 bis —23° C.

Niederschläge und Winde bringen in der Cirkumpolarregion im Winter stets eine Temperaturerhöhung, bei Windstillen ist die Temperatur am tiefsten. Im Sommer dagegen sind natürlich die klaren und windstillen

---

1) Nach Wägungen zu Port Bowen und Griffith-Island, die übereinstimmen, wog ein engl. Kubikfuss Schnee 30 pounds.

Tage die wärmsten, Wind bringt Kälte. Im Foulkehafen war die Temperatur bei Niederschlägen von Oktober bis März um nahe 5° C. höher als im Mittel, im Sommerhalbjahr 0,9° C. unter dem Mittel. 31 bewölkte Wintertage waren um 4° C. wärmer als normal, 48 solche Tage im Sommer 1,1° kälter.

Das Polargebiet liegt zum grösseren Teil schon ausserhalb der Region der häufigsten und stärksten Stürme, der Winter ist ziemlich ruhig. Die Barometerminima gehen meist in südlicheren Breiten vorüber. Eine Ausnahme macht auch hier die Umgebung des nordeuropäischen Eismeeres; die Ostküste von Grönland, Spitzbergen etc. haben gelegentlich furchtbare Winterstürme.

Ueber zwei klimatische Elemente in der Cirkumpolarregion kann man sich leicht übertriebenen Vorstellungen hingeben; diese sind: die Dauer der eigentlichen Winternacht und der unangenehme und schädliche Einfluss der grossen Kälte auf den menschlichen Organismus.

Die Dauer der eigentlichen Winternacht wird wesentlich eingeschränkt durch die verlängerte Dämmerung, welche man der starken Refraktion bei grosser Kälte verdankt, ferner durch das Mondlicht und Sternenlicht und zum Teil, aber in viel geringerem Masse, als man vielfach annimmt, auch durch die Polarlichter. Bekanntlich nimmt der Glanz und die Häufigkeit der letzteren von einem cirkumpolaren Gürtel grösster Nordlichtfrequenz gegen den Pol selbst hin wieder ab, und es ist z. B. das amerikanische Polargebiet in hohen Breiten ziemlich arm an intensiveren Nordlichtern.

Parry sagt von seiner Ueberwinterung im Winterhafen (74° 47′ N. Br.): Am 21. Dezember war das Zwielicht um Mittag noch immer genügend, um 2 Stunden bequem spazieren gehen zu können. Bei klarem Wetter sah man gewöhnlich einen schönen Bogen hellen roten Lichtes am südlichen Horizont für 1—2 Stunden vor und nach Mittag. Die Reflexion dieses Lichtes von der Schneeoberfläche, zuweilen unterstützt vom hellen Mondlicht, war zu allen Zeiten heller als manche finstere Nacht in den mehr temperierten Klimaten.

Ohne Refraktion hätte man in dieser Breite die Sonne nicht über dem Horizont gesehen vom 4. November bis 8. Februar, also durch 96 Tage; in Wirklichkeit erschien sie schon wieder am 3. Februar über dem Horizont und blieb nur 84 Tage unsichtbar[1]).

In Igloolik (69° 21' N. Br.) sah man die Sonne zum letzten Male am 2. Dezember, erst 6 Tage nach ihrem geometrischen Untertauchen unter den Horizont; ihr Wiedererscheinen konnte wegen schlechten Wetters nicht konstatiert werden, wahrscheinlich blieb sie bloss 38 Tage aus (ohne Refraktion 53, vom 25. November bis 17. Januar). Im Sommer sah man die Mitternachtssonne durch 58—60 Tage, von denen 8—10 der Refraktion zu verdanken waren, „welche bei niedriger Temperatur am Horizont bis zu 3° oder mehr beträgt"[2]).

Aus den eben angeführten Fällen würde bloss eine Refraktion von 1¼ bis 1½° folgen. Im Rensselaerhafen unter (78° 37' N. Br.) sah Kane die Sonne verschwinden am 25. Oktober und wieder aufgehen am 16. Februar, 3 Tage bevor sie „fällig" war. Dies würde bloss eine Refraktion von 1° geben, wenn nicht vielleicht Höhen den Horizont beschränkt haben.

Eine Refraktion von 3° würde z. B. in Floeberg Beach (unter 82° 27') die Dauer des Sonnenscheins um 17 Tage verlängert haben. Im europäischen Polargebiet ist wegen der trüberen unruhigeren Witterung während des Winters die Polarnacht finsterer und empfindlicher.

Zu Mosselbai (Spitzbergen, 79° 53' N. Br.) verschwand der schwedischen Expedition die Sonne schon am 13. Oktober hinter der Gebirgskette im Süden, ohne dieselbe und mit Rücksicht auf die Refraktion hätte sie bis 20. sichtbar sein müssen. Um die Mitte der Winternacht, wenn das Mondlicht fehlte, war es unmöglich, sich ohne Licht zurechtzufinden und im Freien Hindernissen aus dem Weg zu gehen. Am 6. Februar konnte man zum ersten Male um die Mittagszeit Lampenlicht entbehren, aber erst am 13. März wurde die Sonne sichtbar. Der österr.-ung.

---

1) Der Tag des Verschwindens ist nicht angegeben.

2) Wir entnehmen alle diese Angaben der ungemein wertvollen Sammlung der Resultate der Beobachtungen im amerikanischen Polargebiete, welche unter dem Titel „Contributions to our knowledge of the Meteorology of the Arctic Regions" erschienen und im Meteorological Office bearbeitet worden ist. Bisher 3 Teile, ein 4. und 5. sind noch ausständig.

Expedition vor Franz-Josephs-Land in 79° 38′ N. Br. verschwand die Sonne am 23. Oktober. Die vollkommene Finsternis währte 6 Wochen, doch erkannte man selbst am 21. Dezember den südlichen Horizont durch eine Spur von Dämmerlicht. Bei Spaziergängen im Freien war es schwierig, Hindernisse zu erkennen und die Täuschungen über die Entfernung der Objekte war ausserordentlich. Am 26. Dezember vermochte man erst auf die Entfernung von einem halben Fuss den Titel der „Neuen Freien Presse", aus Vogts Geologie jedoch noch nichts zu lesen, am 11. Januar bei klarem Wetter war nur das Titelwort „Geologie" zu erkennen, wenn man es gegen die mittägige Dämmerung hielt. Am 24. Januar konnten bei Mondlicht die Thermometer im Freien ohne Licht abgelesen werden. Am 24. Februar erschien die Sonne selbst schon um 10^h vormittags (ihr eigentliches Wiedererscheinen war also durch die Trübung des Horizonts nicht zur Beobachtung gelangt). Durch die stark wechselnde Refraktion ist es möglich, dass die Sonne zeitweilig verschwindet und dann wieder am Horizont erscheint.

Die Polarlichter traten bei Franz-Josephs-Land in unvergleichlicher Pracht und Intensität sehr häufig und fast immer im Süden auf. Selbst die hellsten derselben erreichten nie die Leuchtkraft des Vollmondes. Auf die Unterbrechung der langen Winternacht übten nur wenige einen erheblichen Einfluss aus.

Wenn die Sonne allmählich wiederkehrt, so zeigt sich zuerst im Süden eine Zunahme der Helligkeit und später am nördlichen Horizont ein schöner Dämmerungsbogen, der mit stets zunehmendem Glanz auftritt und der von allen Beobachtern als eine prachtvolle Erscheinung beschrieben wird. Auf Griffith-Island (74° 34′ N. Br.) zeigte er sich zuerst am 10. Januar[1]). Am 21. spannte sich gegen Mittag ein herrlicher Bogen von NE bis NW, mit seinem Scheitel 10° über den Horizont sich erhebend. Zuerst war er blau und indigo und ging dann über in Violett- und Rosafarbe von höchst delikatem Farbenspiel. Mit zunehmender Mittagshelle wurden diese Farben immer brillanter. Am 22. sah man bloss noch die Sterne erster Grösse um Mittag und am 26. auch diese nicht mehr. Die Sonne, welche am 4. Februar fällig gewesen wäre, sah man wegen trübem Wetter erst am 7.

Auch Rink erwähnt in seiner Beschreibung des Klimas von Nordgrönland die prachtvolle Färbung der

---

[1]) Auch am kürzesten Tag war der südliche Himmel um Mittag so stark vom Refraktionslicht erhellt, dass man die Eislandschaft überschauen konnte.

Luft im Norden um die Mittagszeit und den farbenprächtigen Saum, der den im Erdschatten liegenden Teil der Atmosphäre von dem schon beleuchteten Teil derselben trennt. Derselbe senkt sich natürlich immer tiefer nach Norden, je mehr die Sonne sich dem Horizont nähert.

Der Glanz und die Farbenpracht des Polarhimmels um die Zeit des Unterganges der Sonne im Herbst und nach ihrem Wiedererscheinen im Frühling wird uns von den Beobachtern als das Schönste und Herrlichste geschildert, was sie je gesehen. Daneben erscheinen die mannigfaltigsten Kombinationen von Höfen und Ringen um Sonne und Mond, Nebensonnen und Nebenmonde, vertikale Lichtsäulen etc. in den glänzendsten Farben und schmücken und beleben den Polarhimmel.

Der Polarwinter selbst tritt dagegen allerdings mit einer ausserordentlichen Monotonie auf. Es ist schwer, sagt Parry, sich vorzustellen, dass zwei Dinge einander ähnlicher sein können, als zwei Winter in den höheren Polarregionen. Sobald einmal die Erde mit Schnee bedeckt ist, bleibt die traurige weisse einförmige Decke ohne jede Unterbrechung durch Tauwetter nicht für Wochen oder einige Monate, sondern für mehr als ein halbes Jahr. Wo immer das Auge sich hinwendet, trifft es das gleiche Bild vollkommener Erstarrung und lebloser Stille. In diesem absoluten Schweigen der ungeheuren Einöde liegt etwas, was den Menschen ausstösst und ihn als Eindringling erscheinen lässt.

Was nun den Einfluss der Kälte auf den Organismus anbelangt, so haben wir schon bei der Schilderung des sibirischen Klimas erwähnt, dass die höchsten Kältegrade bei Windstille ohne Beschwerde ertragen werden [1]).

Bei der tiefsten Kälte — 48°, die man im Winterhafen erlebte, fühlte man nicht die geringste Unbehaglichkeit. Das Kältegefühl und der Thermometerstand, sagt Dr. Fisher bei dieser Gelegenheit, gehen durchaus nicht miteinander parallel. Es kommt alles darauf an,

---

[1]) Man vergleiche Payer, „Die österr.-ungar. Nordpolexped., Kap. „Kälte", p. 248 etc.

ob die Kälte von Wind begleitet ist oder nicht; wenn man bei grosser Kälte selbst einer sehr leichten Brise entgegengeht, empfindet man Schmerz im Gesicht und ein peinliches Stechen vorne an der Stirne, das sich rasch ins Unerträgliche steigert. Dagegen finden wir bei Windstille und — 23° C. die Bemerkung: „It is too warm to skate" und der Nullpunkt des Fahrenheitischen Thermometers gewährt eben das Gefühl einer angenehmen stärkenden Frische. Anderseits wieder frösteln unsere Beobachter in den Frühlingsmonaten bei viel höheren Temperaturen. Die grosse Trockenheit der Winterluft trägt unzweifelhaft dazu bei, dass die Kälte weniger empfindlich ist; bei feuchterer Luft im Frühling und Sommer ist das Kältegefühl stärker, zugleich ist die Luft häufiger und durchschnittlich stärker bewegt.

Sehr bemerkenswert ist, mit welcher Leichtigkeit ungeheure und plötzliche Temperaturwechsel ertragen werden. In Parrys Journal finden wir die Bemerkung, dass 120 Personen 4 Winter hindurch sich beständig Temperaturwechseln von 40—60° C. aussetzten in der kurzen Zeit, die zum Oeffnen einer Thür nötig ist, ohne dass irgend eine Lungenaffektion die Folge davon war. Und doch wurde kein Respirator getragen oder Mund und Nase durch ein Tuch geschützt.

Wenn auch nicht gerade die Kälte, so übt doch die lange Winternacht der Polargegenden auf die Gesundheit einen sehr nachteiligen Einfluss aus. Es stellt sich anfangs eine fast unbezähmbare Schläfrigkeit, Abneigung gegen Bewegung und Gleichgültigkeit ein, gegen Ende der dunkeln Zeit dagegen tritt Schlaflosigkeit auf. Bei manchen wechseln grosse Reizbarkeit mit grossen Gemütsdepressionen. Alle Mitglieder der schwedischen Expedition waren gegen Ende der Winternacht in einem mehr oder minder deutlich ausgesprochenen anämischen Zustande. Die Gesichter nahmen eine blasse grünlichgelbe Farbe an. Parallel mit diesem anämischen Zustand geht Dyspepsie, ein Mangel an Tonus in den Verdauungsorganen [1]).

[1]) Nach dem Bericht des Arztes der schwedischen Expedition, Dr. Envall.

In diesem Zustand befällt die Polarreisenden leicht ihr gefährlichster Feind, der Skorbut. Bewegung im Freien, zweckmässige Nahrung, vorzüglich Hebung der Gemütsstimmung durch geregelte Thätigkeit sind die besten Schutzmittel gegen das Umsichgreifen dieser schlimmen Krankheit. Die Norweger, welche im selben Winter mit der schwedischen Expedition (südlicher im Eisfjord) gleichfalls zur Ueberwinterung gezwungen worden waren, gingen sämtlich an Skorbut zu Grunde, wahrscheinlich bloss infolge von Unthätigkeit und ungeeigneter Lebensweise.

Der Polarsommer mit seiner konstanten, nur einige Grade über dem Gefrierpunkt liegenden Temperatur ist dagegen sehr gesund. Das Fehlen der gewöhnlichen Erkältungskrankheiten wird häufig hervorgehoben, doch meint Dr. Envall nicht, dass man geradezu Schwindsüchtige und Katarrhen unterworfene Personen zur Kur nach Spitzbergen senden sollte. „Wenn das Wetter auf Spitzbergen schön war, so war es dies im hohen Masse; war auch die Lufttemperatur nicht bedeutend, der Hochgenuss spottet jeder Beschreibung. Man atmete so wunderbar leicht die klare transparente Luft, sie schien dann wirklich „leichter atembar“ zu sein.“

Berichtigung.

Auf Seite 79, Zeile 6 von oben soll stehen:

$$1146 \times 0{,}959 \times 365{,}25 = 401400.$$

Der Faktor 0,959 entspricht dem Einfluss der Schiefe der Ekliptik; er würde gleich 1 werden, wenn die Sonne immer am Aequator bliebe.

Register.

A.

B.

C.

D.

E.

F.

L.

M.

N.

O.

P.

Q.

R.

S.

T.